

Masteroppgave i geofag

Edvardbreen – surge-gletsjer eller ej?

- *Gletsjerens utvikling siden den Lille Istid og dens surgepotentiale*

Lars Elmkær Hansen



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Forsidebilledet er taget i en nordlig retning mod Edvardbreens front den 7. august 2010

Edvardbreen – surge-gletsjer eller ej?

- *Gletsjerens utvikling siden den Lille Istid og dens surgepotentiale*

Lars Elmkær Hansen



Masteroppgave i geofag
Studieretning: Naturgeografi

Institutt for geofag
Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

30. december 2010

© **Lars Elmkær Hansen, 2010**

Veiledere: Professor Jon Ove Hagen, Institutt for Geofag, Universitet i Oslo & Stipendiat Monica Sund, University Centre in Svalbard

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forord

Dette projekt ville ikke være blevet til, hvis ikke det havde været for mange venlige og behjælpelige mennesker og organisationer, derfor er det kun retfærdigt at disse modtager en stor tak her.

Først vil jeg takke min hovedvejleder, Professor Jon Ove Hagen, Oslo Universitet, for hans gode råd, inputs samt hjælp til i det hele taget at få projektet og ikke mindst feltarbejdet op at køre. Dernæst vil jeg takke min bivejleder, stipendiat Monica Sund, UNIS, for at tage med mig ud på feltarbejde og vise mig området omkring Edvardbreen, havde det ikke været for hendes hjælp med at arrangere turen og delvist sørge for udstyr og overnatning i Svea, havde jeg sikkert stadig løbet rundt på gletsjeren nu. Derudover skal hun også have tak for altid at have været meget effektiv og behjælpelig med både store og små spørgsmål og desuden suppleret med mange gode forslag. Herudover skal også Professor Ole Humlum, Oslo Universitet, have en stor tak for hans mange gode råd og altid opmuntrende humør og åbne dør. Maria Temminghoff skal også have en stor tak for at have været med som feltassistent og selskab på min anden tur til Edvardbreen.

En anden der har været en stor hjælp i planlægningen af mit feltarbejde er geolog Malte Jochmann fra Store Norske. Han skal takkes for at have stået til rådighed og været mellemlæddet, da jeg skulle ordne helikopter transport. Derudover har logistikafdelingen hos Norsk Polarinstitut også bidraget med megen hjælp, til at ordne udstyr til feltarbejdet, og topograf Harald Faste Aas, Norsk Polarinstitut, skal have tak for at have hjulpet med at finde de rigtige luftfotos af Edvardbreen og gøre dem tilgængelige.

Senioringenør Trond Eiken fra Oslo Universitet har også hjulpet rigtig meget med udarbejdelsen af diverse data og gode råd omkring videre bearbejdning. Den samme tak skal lyde til stipendiat Chris Nuth også fra Oslo Universitet.

Der er også blevet ydet økonomisk støtte fra diverse institutioner, hvilken jeg ikke ville have kunne udføre mit feltarbejde uden. Derfor en stor tak til Svalbard Science Forum Arktisstipend, Nordea-fonden, Oticon Fonden og Department of physical Geography, Oslo Universitet.

Sidst men bestemt ikke mindst vil jeg gerne takke min forlovede, Anna-Marie Chwastek for hendes utrættelige støtte og evige tro på mig gennem tykt og tyndt.

Abstrakt

I dette projekt er Edvardbreen, Svalbard, blevet undersøgt, med hensyn til dens udvikling siden den Lille Istid. Der er desuden lavet en analyse af det specielle morænesystem på gletsjerens østlige side. For at kunne determinere Edvardbreens udvikling, er der blevet studeret de geometriske højdeændringer på gletsjeren, ud fra digitale elevations modeller fra tre forskellige tidspunkter; 1936, 1990, 2008. Derudover er luftfotos fra 1961, 1970 og 1990 blevet nærstuderet for eventuelle tegn på gletsjerens udviklingshistorie, såsom looped moræner og sprækker. Det specielle morænesystem er blevet undersøgt for interessante fænomener og dokumenteret ved hjælp af fotografier.

Der blev under bearbejdningen af dataene, fundet flere tegn på surge-aktivitet på både Edvardbreen og dens to sidegletsjere, Hagermanbreen og den af forfatteren benævnte Gletsjer 2, i form af små looped moræner og let bøjede midtmoræner. Desuden var der tydelig opbygning af masse i Edvardbreens akkumulationszone, mens der i ablationszonen var en klar tilbagetrækning af fronten og sænkning af overfladen, indikerende en lav is flux, hvilket er et typisk kendetegn for en surge-gletsjer. Der blev endvidere fundet tegn på en kraftig trykpåvirkning i moræneområdet, formentlig forårsaget af et eller flere surge fra Edvardbreen.

Konklusionen på dette projekt er, at Edvardbreen er en surge-gletsjer og at dens to sidegletsjere, Hagermanbreen og Gletsjer 2 har oplevet delvise surge inden for de sidste 20 år. Moræneområdets opbygning antages som forårsaget af surge-aktivitet, men dette aspekt kræver dog mere feltarbejde og analyse.

Indholdsfortegnelse

1	Introduktion	3
2	Problemformulering	5
2.1	Afgrænsning	5
2.2	Opbygning af projektet	6
3	Metode	9
3.1	Feltarbejde	9
3.2	Morænebestemmelse	9
3.3	Databearbejdning	10
4	Caseområde – Svalbard – Edvardbreen	12
4.1	Svalbard	12
4.1.1	Svalbards geologi og klimatiske historie	13
4.2	Edvardbreen	15
4.2.1	Historisk data fra området	17
4.2.2	Geologiske forhold	18
5	Teori om gletsjere og deres påvirkning på geomorfologien	20
5.1	Gletsjere	20
5.1.1	Dannelse og typer	21
5.1.2	Gletsjerens hydrologi	23
5.1.3	Gletsjerens bevægelse	23
5.2	Surge-type gletsjere	25
5.2.1	Karakteristika og påvirkning på geomorfologien	28
5.2.2	Teorier	32
5.3	Sedimenter og moræner	34
5.3.1	Sedimenttransport i og på en gletsjer	35

5.3.2	Sedimentformer i og på en gletsjer	38
6	Databehandling og resultater	40
6.1	Profil af Edvardbreen	40
6.1.1	Flybilleder	41
6.1.2	DEM og profil – volumeændring	43
6.2	Morænesystemets opbygning	48
6.2.1	Typer af moræner baseret på egne observationer og billeder	48
7	Diskussion – Edvardbreens udvikling og surge-potentiale?	56
7.1	Edvardbreens udvikling siden den lille istid vha. flybilleder og klimaændringer	56
7.1.1	Slutningen af den Lille Istid	56
7.1.2	Edvardbreens tilbagetrækning	58
7.1.3	1936 – 1990	62
7.1.4	1990 – 2008	63
7.1.5	1936 – 2008	66
7.2	Mulige surge ud fra egne observationer	56
7.2.1	Morænernes opbygning	69
7.2.2	Foldning	71
7.2.3	Morænesystemets dannelse	73
8	Konklusion og fremtidige studier	78
9	Litteraturliste	80
Appendiks A		CD-rom
Appendiks B		CD-rom

1 Introduktion

Gletsjere har altid i større eller mindre udstrækning spillet en rolle i menneskers liv; om det enten har været et spørgsmål om tilgængeligt drikkevand, en trussel for nærliggende byer når gletsjerne rykker frem eller smelter betragteligt, eller om de bare har været fascinerende og smukke at observere. På trods af dette er det dog først inden for de sidste 150 år, at interessen for gletsjere har udviklet sig til et videnskabeligt studie, og forskere er begyndt at gøre fremskridt i selve forståelsen af disse og deres karakteristika (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Knight 1999). Den øgede interesse for gletsjere udsprang af den Lille Istid, der var en kold periode fra omkring år 1300 til 1850 og som hærgede i det meste af Europa (Grove 1988; Fagan 2001). Den Lille Istid varede lidt længere på Svalbard end i det øvrige verden, hvor den først stoppede i starten af det 20. århundrede (Svendsen and Mangerud 1997; Isaksson et al. 2005a). Studiet af gletsjere er herefter blevet et bredt fag med mange forskellige grene, og med tiden er forståelsen af de mange processer der foregår i og omkring gletsjere blevet udvidet og forbedret (Sugden and John 1976; Knight 1999).

Den øgede opmærksomhed omkring klimaændringer har gjort, at forskning af gletsjeres reaktioner på det varmere klima efter den Lille Istids ophør, er blevet mere udbredt, i og med at gletsjere oplever nogen af de mest synlige effekter af klimaændringer (Oerlemans 1994; Haeberli and Beniston 1998; Lemke et al. 2007). Dette bliver også ofte udnyttet af medierne til at skabe succeshistorier om forestående naturkatastrofer, hvor diverse gletsjere bliver forudsagt til at smelte helt bort inden for kort tid på baggrund af geometriske ændringer over tid udregnet ved hjælp af forskellige former for Remote Sensing. Dette er for de fleste gletsjere en accepteret måde at determinere hvorledes de har udviklet, hvis der eksempelvis tages hensyn til respons tid og andre klimatiske variabler (Oerlemans 1994; Shangguan et al. 2006; Moholdt et al. 2010; Shugar et al. 2010). Der findes dog en særlig type gletsjer, hvor denne slags "analyse" ikke kan benyttes på helt den samme måde, og disse kaldes surge-gletsjere.

Surge-gletsjere er en anderledes type gletsjer i og med, at den i løbet af nogle få år, en periode kaldet den aktive fase, kan bevæge sig flere kilometer frem og i en hastighed mange gange større end dens normale hastighed og ofte meget hurtigere end ved almindelige gletsjer. Herefter stagnerer den i en længere periode, kaldet den inaktive fase. Dette foregår i en cyklus, som er

unik for hver enkelt gletsjer (Meier and Post 1969; Raymond 1987; Sharp 1988). Disse egenskaber gør brugen af surge-gletsjere, som indikatorer for klimaets udvikling, meget kompleks, da der ud fra enkelte snapshots fra forskellige tidspunkter, kan drages forhastede og fejlagtige konklusioner, hvis ikke der tages hensyn til denne type gletsjeres komplicerede dynamik (Bevan et al. 2007). Ydermere er sammenhængen mellem klima og flere af surge-gletsjernes kendetegn heller ikke kendt til fulde. I praksis betyder det, at data genereret ud fra ældre observationer af en gletsjer, kan være foretaget mens den var i den aktive fase, altså da fronten havde et massivt fremstød. Dette ville medføre, at de nye observationer, som skulle bruges til sammenligning, var udført i den inaktive fase, hvor gletsjerfronten stagnerede. Hvis disse observationer bliver brugt til en analyse af gletsjerens udvikling, uden at være opmærksom på de tegn en surge-gletsjer kan udvise samt deres link til klimaet, kan resultatet være en vildledende konklusion omkring gletsjerens udvikling (Hansen 2003; Harrison and Post 2003; Bevan et al. 2007).

På Svalbard er dette et større problem end andre steder, hvor der findes surge-gletsjere, da den inaktive fase er længere (Dowdeswell et al. 1991; Dowdeswell et al. 1995). Dette gør det derfor vanskeligere at være helt sikker på, om den pågældende gletsjer er af surge-typen, hvis ikke der forefindes specielle kendetegn for denne type (Meier and Post 1969; Sharp 1988), en problematik der blandt andet er tydelig ved Midre Lovéenbreen på Svalbard (Liestøl 1988; Jiskoot et al. 2000; Hansen 2003). Problematikken afspejles også i de mange forskellige holdninger om hvor mange surge-gletsjere der er på Svalbard. Hagen and Liestøl (1993) mener, at omkring 90 % er af surge-typen, mens Hamilton and Dowdeswell (1996) mener, at det kun omfatter omtrent 35 % og Jiskoot et al. (2000) mener, at cirka 13 % har surgepotentiale. Denne uenighed er blandt andet skabt af manglen på data, idet mange af gletsjerne på Svalbard ganske enkelt ikke er blevet grundigt studeret endnu. Endvidere kan en del af skylden tilegnes forskellige observations- og målemetoder samt hvordan de karakteristiske tegn på surge genkendes, hvilket kun understreges i eksemplet med Midre Lovéenbreen (Liestøl 1988; Jiskoot et al. 2000; Hansen 2003).

Hvis alle gletsjerne på Svalbard skal kunne benyttes i forbindelse med evaluering af masseændringer i forbindelse med klimaændringer, er det vigtigt at udpege hvilke gletsjere, der er af surge-typen, således at disses karakteristika og udvikling ikke forveksles med andre gletsjere. Disse tanker leder op til problemformuleringen for dette projekt, som følger herefter.

2 Problemformulering

Edvardbreen er to gange tidligere i litteraturen blevet kategoriseret, som værende en surge-gletsjer ud fra dens morænesystem i øst (Croot 1988; Sund et al. 2009). Af Croot (1988) bliver denne konklusion draget ud fra det faktum, at forfatteren kategoriserer morænerne som glacio-tektoniske skubmoræner, mens Sund et al. (2009) identificerer ét surge i en del af Edvardbreen i 1956 ud fra samme morænesystem. Disse kategoriseringer er dog kun blevet udført ud fra luftfotos over moræneområdet, og der er derfor ikke blevet udført nogen dybdegående analyse af gletsjerens historie og morænernes oprindelse samt opbygning. På baggrund af ovenstående introduktion og det faktum at gletsjeren ikke før definitivt er blevet kategoriseret som surge-gletsjer, vil jeg i dette projekt forsøge at afklare hvorvidt Edvardbreen er en surge-gletsjer.

Det overordnede spørgsmål vil blive forsøgt besvaret ud fra to punkter, hvor der i det første punkt skal redegøres for Edvardbreens udvikling siden den Lille Istid. Det andet punkt vil tage udgangspunkt i det meget specielle morænesystem på den østlige side af gletsjeren og samtidig inddrage luftfotos samt egne observationer af gletsjeren, for således at kunne drage de nødvendige konklusioner. Dette vil sammen med gletsjerens udvikling siden den Lille Istid udgøre hele analysen. Ud fra dette er følgende problemformulering fremstillet:

Hvordan har Edvardbreen udviklet sig siden den Lille Istid, og er der i morænesystemet beviser for, at Edvardbreen er eller har været en surge-gletsjer?

2.1 Afgrænsning

Da dette projekt kun varet 1½ år, har der været nogle naturlige begrænsninger. For det første har det været irrelevant at lave massebalancemålinger af gletsjeren, idet der kun ville være data for et helt balanceår. Dette ville i analytisk forstand være ubrugeligt, da en decideret udvikling af gletsjerens massebalance ikke er mulig at lave på baggrund af en sæson. Det samme problem i forbindelse med begrænset tid gør sig gældende for andre feltundersøgelser som eksempelvis et komplet GPS profil af gletsjeren, som udover at være tidskrævende også ville være risikabelt taget undertegnedes egenskaber på snescooter i betragtning. Et dybdegående feltarbejde, hvor hele gletsje-

ren blev undersøgt nøje, kunne muligvis også have resulteret i bedre forudsætninger for analysen, men her er det ikke bare en tidsmæssig begrænsning men også en økonomisk begrænsning.

På trods af økonomisk støtte fra flere forskellige fonde og institutioner, som undertegnedes naturligvis sætter utrolig stor pris på, har økonomien blandt andet sat visse begrænsninger, når det kom til feltarbejdet og især med hensyn til helikopterbrug. Grundet økonomiske og vejrmæssige uoverensstemmelser blev feltarbejdet desværre afbrudt tidligere end forventet, dog blev hele det planlagte område undersøgt på nær den Lille Istids moræne ved Edvardbreen's front. Med bedre tid kunne der være blevet indsamlet mere data, og derved opnået et bedre udgangspunkt for at kunne analysere og konkludere på projektets problemstillinger. Derudover kunne der, hvis økonomien ikke havde sat grænser, være blevet taget adskillige nyttige billeder fra helikopteren idet denne fløj henover gletsjeren. Dette havde dog resulteret i ekstra flyvetid og deraf følgende flere udgifter.

Desuden er mængden af data og informationer om Edvardbreen, som er indsamlet af andre forskere tidligere, meget sparsom. Dette har betydet at megen basal viden har været vanskelig at anskaffe eller helt har manglet. Derfor er der blandt andet gjort nogle antagelser omkring gletsjerens temperaturforhold, hvor det antages at den er polythermal udelukkende baseret på den generelle tendens for Svalbard gletsjere (Hagen et al. 1993; Hagen et al. 2003). Desuden er der flere elementer såsom gletsjerens areal, længde og ELA, der bliver estimeret på baggrund af egne målinger, aflæsninger på højdemodeller og den nærliggende gletsjer, Nordsysselebreen.

2.2 Opbygning af projektet

Måden hvorpå af dette projekt gribes an, er ved, at arbejde omkring de to centrale spørgsmål i problemformuleringen, udarbejdet i kapitel 2, hvor der også efterfølgende blev gjort rede for eventuelle afgrænsninger. For at besvare disse spørgsmål skal der gås i dybden med både information omkring caseområdet og teori om de berørte emner. Først vil der, i kapitel 3, blive opridset de forskellige metoder, der blev anvendt til at udføre feltarbejdet, og hvorledes de forskellige data er blevet bearbejdet. Dette er en vigtig del af projektet, da der i arbejdsmetoderne kan være skjulte fejl. Derfor vil der i dette kapitel også være en gennemgang af potentielle fejlkilder i måden, hvorpå feltarbejdet er blevet udført, og hvordan dataene er blevet behandlet.

Dernæst vil der i kapitel 4 blive gennemgået nogle praktiske informationer omkring Svalbard, da øgruppens klimatiske og geologiske historie spiller en vigtig rolle i det nuværende udseende af området omkring Edvardbreen. Dette leder over i en mere dybdegående beskrivelse af Edvardbreen, hvor der bliver afklaret mange vigtige informationer om gletsjerens karakteristika, og tidligere historiske ekspeditioner til området, som er nødvendige for den videre analyse af gletsjerens udvikling.

I kapitel 5 vil den teori blive gennemgået, der skal danne det videnskabelige grundlag for, at kunne besvare de to spørgsmål fra kapitel 2. Der vil til at starte med, blive opridset noget generel teori omkring gletsjere, hvordan de dannes og bevæger sig. Dette vil udgøre den baggrundsviden, der danner grundlag for en bedre forståelse af næste del af teorien, som specifikt omhandler surge-gletsjere. Teorien om denne type gletsjere vil blive gennemgået mere grundigt, da de er en central del af problemformuleringen. Således vil det blive udredt, hvordan de dannes og fungerer, deres geografiske udbredelse samt hvorledes man kan genkende dem i felten. Den sidste del af teorien består af en gennemgang af, hvordan sedimenter transporteres og hvilke moræneformer de til slut danner. Dette skal være bindeleddet mellem den teoretiske viden omkring gletsjere, og hvordan dette kan overføres til morænesystemet på Edvardbreen.

Herefter tages tråden op fra teorien i databehandlingen i kapitel 6. I dette kapitel bearbejdes først de indsamlede luftfotos og Digital Elevation Models (DEM) med teorien omkring gletsjere og deres akkumulations samt ablationsmønstre in mente. Derefter kommer en dybdegående beskrivelse af selve feltarbejdet i form af billeder. Disse bliver kommenteret ud fra teorien om moræner og sedimenter i og på gletsjere. Hele kapitlet skal sammen med kapitel 4 og 5 danne den komplette ramme for analysen med hovedfokus på de forskellige data i kapitel 6.

I kapitel 7 vil der blive analyseret på alt det indsamlede empiri, teorien fra kapitel 5, det bearbejdede data og feltarbejdet. Kapitlet vil være delt op i forhold til de to spørgsmål i problemformuleringen, og Edvardbreens udvikling siden den Lille Istid, vil således først blive diskuteret. Denne del er yderligere inddelt i de forskellige tidsperioder der findes data fra for at kunne danne et bedre overblik over det samlede resultat til slut. Derefter vil spørgsmålet omkring Edvardbreens mulige surge-potentiale ud fra morænesystemet, blive behandlet. Dette er inddelt i en diskussion af materialet i morænerne, hvordan de er formet og til sidst hvordan de kan være dannet på baggrund fra teorien.

Endeligt vil der, i kapitel 8, blive præsenteret en konklusion af hele projektet med hovedfokus på de to spørgsmål i problemformuleringen fra kapitel 2.

3 Metode

Dette kapitel har til formål at forklare, hvordan feltarbejdet er blevet udført og hvordan de forskellige data er blevet bearbejdet. Der vil desuden blive gjort rede for eventuelle fejlkilder i forbindelse med arbejdet. Det er vigtigt at få udrett disse elementer, da der ellers vil kunne opstå forvirring om, hvilket grundlag figurerne er lavet på, på hvilken måde der er fundet frem til forskellige resultater, og ud fra hvilke præmisser de fremsatte moræner er blevet identificeret.

3.1 Feltarbejde

Feltarbejdet foregik over to omgange. Først fra den 22. til 25. marts 2010 og derefter fra den 3. til 7. august 2010. Turen i august blev kortere end forventet, da problemer med logistikken medførte, at vi både kom senere af sted og blev nødsaget til at tage hjem tidligere. På turen i marts kørte undertegnede og dennes bivejleder, Monica Sund, på snescooter til Edvardbreen for at blive gjort bekendt med området til feltarbejdet i august, og der blev dertil også lavet snedybdemålinger langs en centerlinje på gletsjeren. Da dette data ikke er fundet relevant for projektet, vil det ikke blive omtalt herefter.

Feltarbejdet i august havde i korte træk til formål at bekræfte, hvad undertegnede havde observeret på flybilleder over det påståede morænesystem ved Edvardbreen. For at muliggøre dette, blev der taget billeder af så meget som muligt og desuden taget noter samt lavet GPS-punkter ved hver observation, således at det var muligt at skabe overblik over de indsamlede data bagefter. På baggrund af dette blev et overblikskort udarbejdet i programmet Garmin MapSource og kan ses i appendiks B.

3.2 Morænebestemmelse

For at kunne ibrugtage de billeder, der blev taget under feltarbejdet, har det været vigtigt at bekræfte deres validitet. Derfor har undertegnede blandt andet konfereret med Ole Humlum, Professor i Naturgeografi ved Oslo Universitet, for at få et mere nuanceret og erfarent syn på hvad billederne illustrerede. Derudover har undertegnede også sammenlignet billederne med de beskrevet i videnskabelige artikler og bøger for at få en bedre forståelse af, hvilke processer der fo-

regår på en gletsjers overflade og i det proglaciale område, og dette har resulteret i fundamentet til, at kunne drage konklusioner omkring morænernes opbygning og art. På trods af dialog med Ole Humlum samt egne tolkninger af billederne ud fra teoretiske begreber og fagtermer, kan det stadig ikke med sikkerhed siges, at de konklusioner draget omkring morænernes art, er korrekte idet der ikke blev udført et komplet sedimentologisk undersøgelse i felten. Dette er en fejlkilde, der skal tages in mente. Da det under feltarbejdet desuden blev klart, at der ikke var tale om deciderede randmoræner, som indledningsvis blev antydnet på flybillederne, blev undersøgelsens fokus ændret under feltopholdet.

3.3 Databearbejdning

Der er blevet udarbejdet to kort der viser volumenændringen af Edvardbreen over tid i kapitel 6. Kortet som viser ændringen fra 1990 til 2008 (fig. 6.7) var forholdsvis enkelt at udarbejde, da der var en DEM tilgængelig fra begge år. DEM'erne blev derfor brugt programmet ESRI ArcGIS 9, hvor differencen på de to modeller var lig gletsjerens ændring i volumen. Kortet med ændringen fra 1936 til 1990 (fig. 6.8) var vanskeligere at udarbejde, da der kun var et kort med konturlinjer tilgængeligt fra 1936. Det medførte, at dette kort først skulle digitaliseres og laves til DEM før det kunne sammenlignes med kortet fra 1990. Her fik undertegnede hjælp af både senioringeniør ved Oslo Universitet Trond Eiken og stipendiat ved Oslo Universitet Christopher Nuth.

Der er desuden blevet udarbejdet et længde- og højdeprofil af Edvardbreen, som også har krævet hjælp fra Trond Eiken. Denne figur (6.9) er udarbejdet på baggrund af de samme DEM'er som volumenændringen er lavet på baggrund af. Her var det først nødvendigt at definere en centerlinje ned af gletsjeren for således at have en referencelinje til selve profilet, hvilket blev udført i programmet Surfer 9.0 fra Golden Software. Herefter blev metadata for højde og længde på de tre DEM'er fundet, hvorefter centerlinjen blev brugt som "boundary". Resultatet blev højde og længdedata, plus koordinater fra selve centerlinjen hele vejen langs gletsjeren, hvilket til sidst blev visualiseret i Microsoft Excel.

I behandlingen og den videre brug af disse data har der været mange faktorer at tage hensyn til, da dataene udelukkende bestod af gamle konturlinjekort, flybilleder, satellitfotos samt de informationer, der kunne hentes ud af disse kort. For det første er kortet fra 1936 lavet ud fra meget få konturlinjer, og resten er blevet interpoleret derudover. Dette gør kortet mindre præcist

i forhold til kortene fra 1990 og 2008. Desuden er DEM'erne fra 1990 og 2008 fra NPI baseret på lidt forskellig kvalitet, hvilket også giver nogle fejlkilder, da de ikke er lavet på samme baggrund. Dette kan for eksempel forklare de mange forskellige prikker i akkumulationsområdet på figur 6.8, som afviger fra det generelle billede. Det kan naturligvis være reelt massetab, men fejl eller bare forskel i datasættet kan være ligeså sandsynligt. Da formålet med disse kort er at vise hvilken udvikling, der er foregået over de seneste 70 år, kommer disse mindre fejl dog ikke til at have afgørende betydning. Idet figuren der viser højde- og længdeprofil er udarbejdet på samme databaggrund som kortene med volumenændringer, vil fejlkilderne sandsynligvis være de samme. Men her vil hovedfokus igen være den generelle trend.

4 Caseområde – Svalbard – Edvardbreen

4.1 Svalbard

Svalbard er en norsk øgruppe, som ligger i det arktiske hav cirka 800 km nord for Norge (Rowan et al. 1982), mellem den 74. og 81. breddegrad og mellem den 10. og 35. længdegrad og er et af de landområder, der ligger længst mod nord (Hisdal 1998). Selve øgruppen består af fire større øer (fig. 4.1); Spitsbergen, Nordaustlandet, Edgeøya og Barentsøya, hvoraf Spitsbergen er den største med 39.000 km². Derudover er der en mængde mindre øer, som tilsammen med de fire førnævnte øer har et areal på 62.248 km² (Liestøl 1993; Hisdal 1998). Dette svarer til cirka 60 % af Svalbards samlede areal og er dækket af over 2100 gletsjere, hvoraf Austfonna, som dækker 8.413 km² er den største iskappe og Hinlopenbreen er den største udløbsgletsjer på 1.248 km² (Rowan et al. 1982; Liestøl 1993).

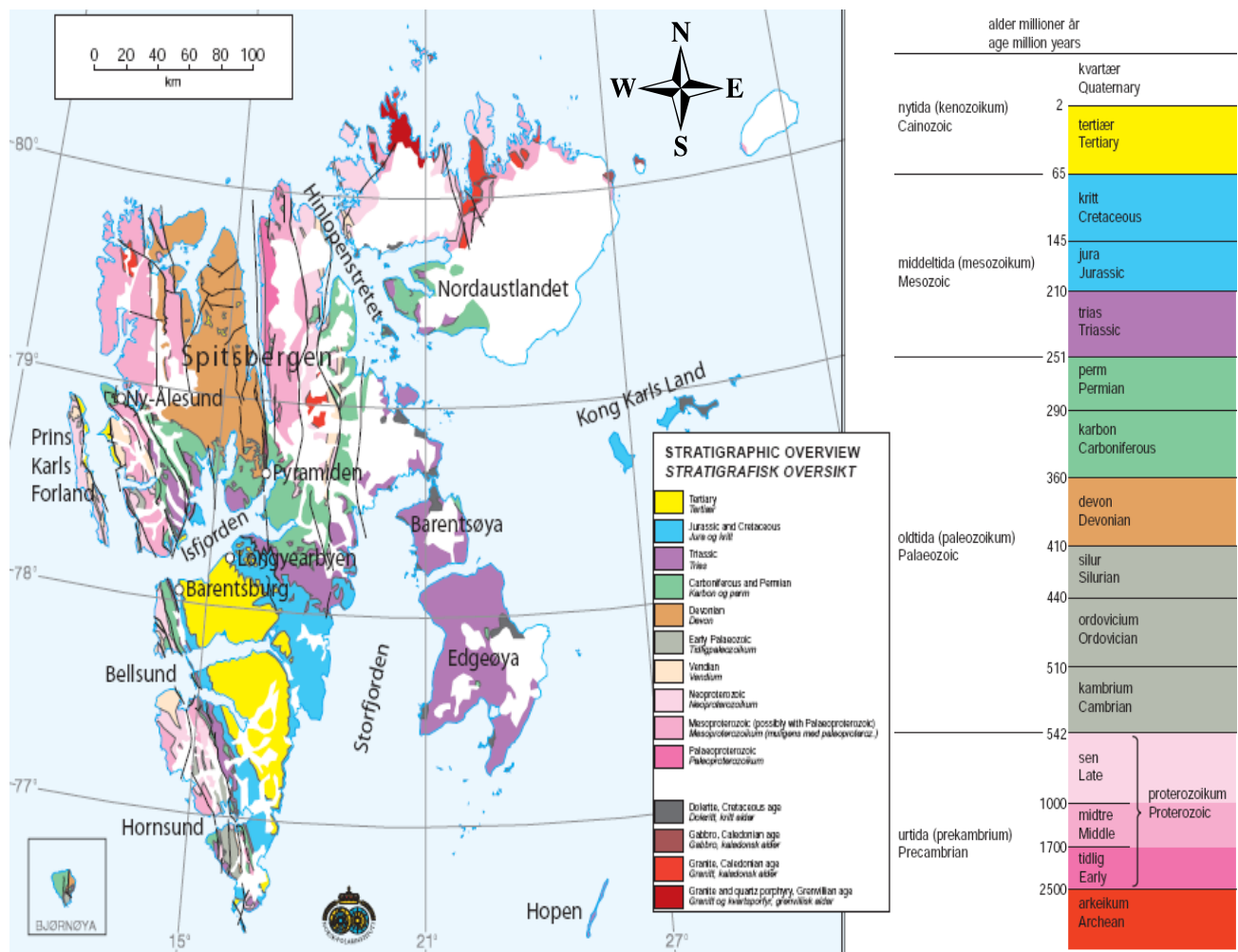


Figur 4.1 Kort over Svalbard, hvor den grønne cirkel indikerer Edvardbreen position © kartdata (Norsk Polarinstitut 2010)

4.1.1 Svalbards geologi og klimatiske historie

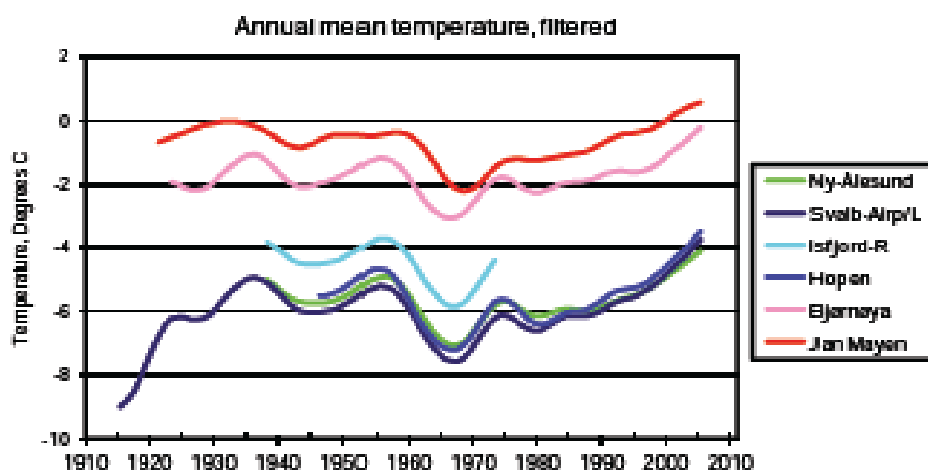
Svalbard har ligesom alle andre landområder på Jorden bevæget sig rundt på jordskorpen på grund af kontinentaldriften (Hisdal 1998). Derfor findes der også bjergarter på Svalbard, som er dateret til at være op til 3,3 milliarder år gamle, hvilket "kun" er 700 millioner år yngre end de ældste bjergarter, der er fundet (Hisdal 1998; Elvevold et al. 2007).

På Svalbard består grundfjeldet af magmatiske og metamorfe bjergarter såsom gnejs, granit, skifer, sandsten og andre bjergarter, som gennem blandt andet foldning har undergået modifikation. Dannelsen og ændringen af grundfjeldet og bjergkæder har foregået helt tilbage i Prækambrium (fig. 4.2), og op til den sidste bjergkædedannelse, kaldet Den Kaledonske Orogenese, som indtraf for cirka 470 til 400 millioner år siden (Hisdal 1998; Elvevold et al. 2007). Herefter er der i Jura-, Kridt- og Tertiær-epokerne blandt andet blevet dannet betragtelige mængder af kul, som i dag befinder sig både ved Longyearbyen og i Svea-området.

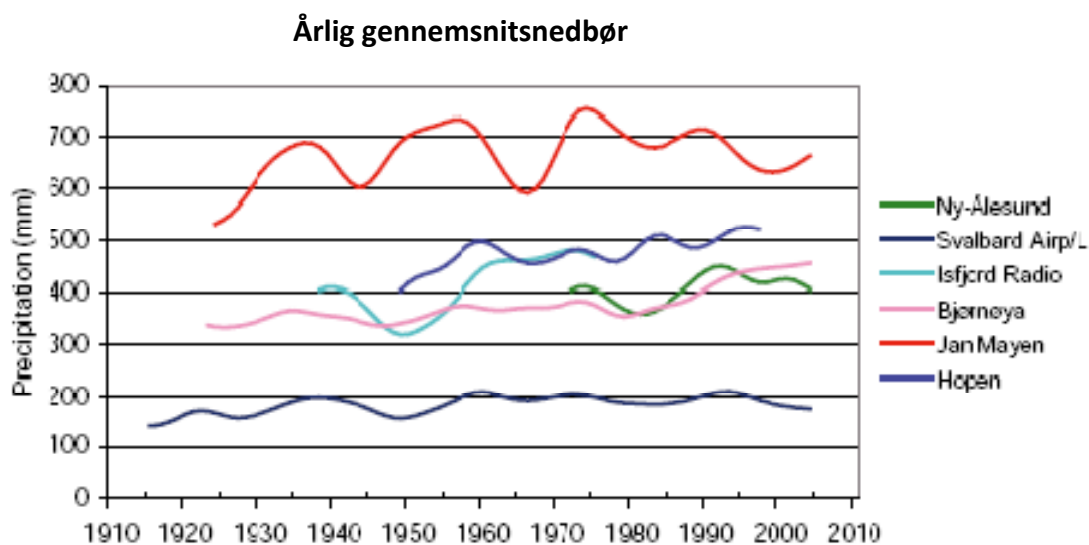


Figur 4.2 Svalbards geologiske opbygning og hvilke perioder områderne er fra. Lavet ud fra (Elvevold, Dallmann et al. 2007)

På samme måde som geologien har ændret sig over tid på Svalbard, har også klimaet ændret sig. Der har været både istider og perioder med hverken gletsjere eller sne. For omkring 700 år siden, hvor kølingen af klimaet blev mere intens, kom Svalbard ligesom resten af Europa ind i Den Lille Istid (LIA). LIA varede fra omkring år 1300 – 1850 i det meste af Europa (Fagan 2001), men fortsatte indtil begyndelsen af 1900-tallet på Svalbard, hvor gletsjerne var på deres maksimale udbredelse (Isaksson et al. 2005a; Isaksson et al. 2005b). Udbredelsen af gletsjere på Svalbard var under LIA større end den var på noget andet tidspunkt under Holocæn, hvilket er blevet afklaret ud fra det faktum, at der ikke findes nogen glaciale kendetegn hinsides LIA morænerne (Svendsen and Mangerud 1997). Ved hjælp af iskerneboringer og sedimentboringer er det blevet afklaret, at klimaet på Svalbard op gennem LIA har skiftet mellem koldt og varmt flere gange med hovedsageligt to kolde perioder fra år 1200 – 1500 og år 1700 – 1900 afbrudt af en lidt varmere periode imellem, hvorefter der generelt er blevet varmere. I perioden fra 1917 til slutningen af 1930'erne blev klimaet på Svalbard markant varmere, hvorefter der indtil omkring slutningen af 1960'erne blev koldere igen foruden et lille opsving i 1950'erne (fig. 4.3). Herefter er temperaturen fortsat steget, og er i dag det varmeste, det har været i mange århundrede (Isaksson et al. 2005b; Førland et al. 2009). Med denne variation i temperaturer på Svalbard over de seneste 100 år, er det dog ikke ensbetydende med, at nedbøren har vist tilsvarende udsving. Som det kan ses på figur 4.4 findes ingen store udsving i den årlige gennemsnitsnedbør, og den er på nuværende tidspunkt kun en anelse over niveauet for 100 år siden. Der har dog været en lille målbar øgning i nedbør på omkring 2 % per årti (Førland et al. 2009).



Figur 4.3 Den årlige gennemsnitstemperaturs udviklingen for udvalgte steder tilhørende Norge (Førland, Benestad et al. 2009)



Figur 4.4 Den årlige gennemsnitsnedbør for de sidste godt 100 år ((Førland, Benestad et al. 2009)

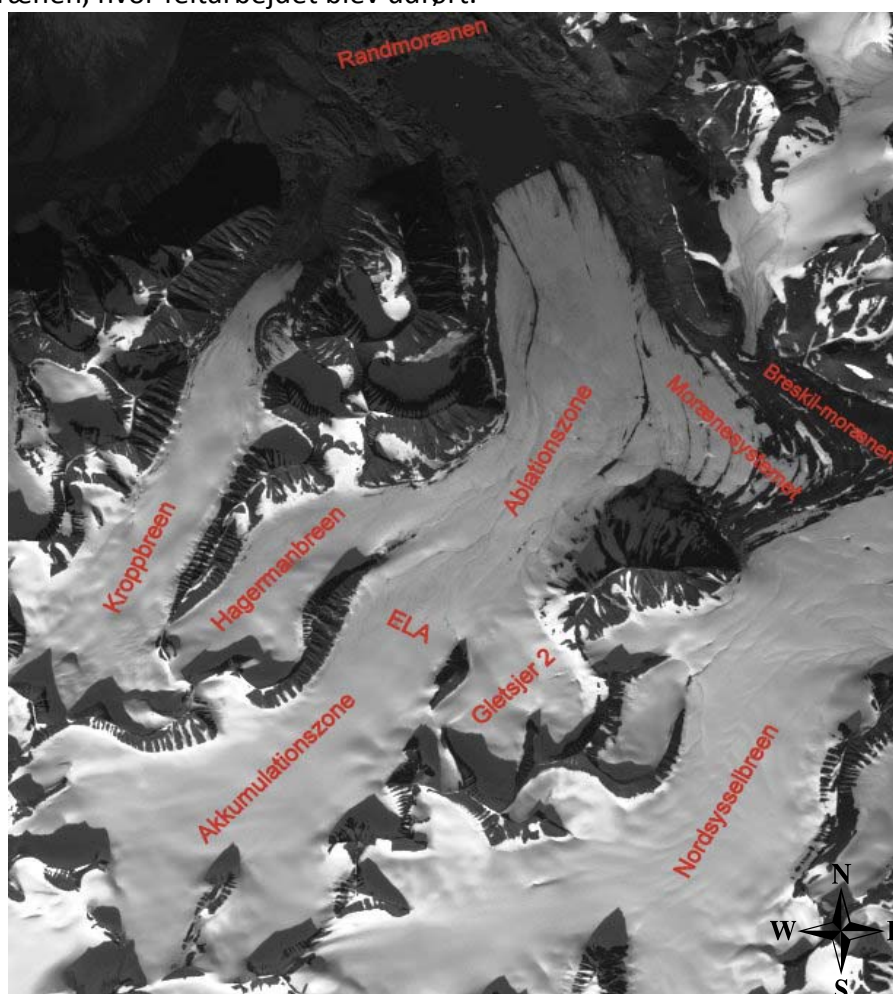
Klimaet på Svalbard i dag er et resultat af øgruppens endelige position på jordkloden, som nævnt i kapitel 4.1. Svalbards nordlige placering burde gøre øgruppen til et af de koldeste og mest ugæstfrie steder på Jorden, men på trods af placeringen i det arktiske område, er klimaet forholdsvis mildt i forhold til andre landområder på samme breddegrad (Hagen et al. 1993; Hisdal 1998; Førland et al. 2009). Blandt andet er gennemsnitstemperaturen om vinteren ved vestkysten af Spitsbergen omkring 20 °C lavere end ved samme breddegrad i Canada. Denne forskel er forårsaget af Svalbards geografiske placering i strædet mellem Grønland og Skandinavien. Her findes ikke landmasser, som spærrer for udvekslingen af vind og vand mellem den varme Golfstrøm og det kolde Polarhav. Tilførslen af varme hav- og luftstrømme fra syd er den største årsag til Svalbards milde klima, især om vinteren, i forhold til øgruppens beliggenhed (Hagen et al. 1993; Hisdal 1998).

4.2 Edvardbreen

Edvardbreen er en dalgletsjer, som ligger i området Heer Land i den inderste del af Kjellstrømsdalen i den sydøstlige del af Svalbard (Cöster 1925). Den er lidt under 18 km lang baseret på egne observationer samt data fra Scott Polar Research Institute (Scott Polar 1987). På nuværende tidspunkt svinger højden fra omkring 20 meter over havets overflade ved terminus og til over 650 meter i toppen af akkumulationsområdet ud fra DEM'er fra Norsk Polarinstitutt, hvilket også stemmer overens med data fra Scott Polar Institute (Scott Polar 1987). Selve arealet af gletsjeren esti-

meres til at spænde over cirka 60 km² ud fra sammenligning med Nordsysselbreen areal på 66 km² (Lefauconnier and Hagen 1991). Edvardbreen ELA antages til at være omkring 300 meter over havets overflade, hvis denne sammenlignes med Nordsysselbreen (Lefauconnier and Hagen 1991), som har tilnærmelsesvis identisk geometri. Dette er estimeret på baggrund af egne observationer, en DEM fra 2008, ELA-kort fra Lefauconnier and Hagen (1991) samt flere flybilleder (Hagen et al. 2003).

Edvardbreen har to sidegletsjere på hver sin side; Hagermanbreen på den vestlige side og en unavngiven gletsjer på den østlige side, som herefter vil omtales "Gletsjer 2". Det antages at Edvardbreen er polythermal, som de fleste andre gletsjere på Svalbard, hvilket vil sige, at store dele af akkumulationsområdet er tempereret. Derudover er dele af ablationsområdet efter al sandsynlighed frosset fast til grundfjeldet muligvis hele året, men i helt sikkert i vintermånederne. På figur 4.5 ses et flybillede af Edvardbreen med det særprægede morænesystem mod østsiden ved Breskil morænen, hvor feltarbejdet blev udført.



Figur 4.5 SPOT 5 billedet er fra 2008 og viser Edvardbreen. Der er et tydeligt skel mellem overgangen fra akkumulationszonen og ablationszonen, hvilket dermed viser, hvor ELA nogenlunde befinder sig. Udsnit af flybillede © (Spot 5 2008).

den svenske ekspedition til Spitsbergen, nærmere undersøgt, hvilket resulterede i konklusionen om, at den adskilte sig fra de fleste andre moræner i området idet materialet, i de yderste dele, var tydeligt sorteret. Tolkningen af dette var, at materialet var blevet påvirket af vand, hvilket kunne indikere, at Edvardbreen har bevæget sig frem på et tidspunkt, hvor



Figur 4.7 Edvardbrens randmoræne fra den Lille Istid (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

Kjellstrømsdalen stadig var fyldt med vand. Resten af randmorænen bestod dengang af mange

høje og fordybninger (Cöster 1925), hvilket et syn, der stadig tydeligt kan observeres i dag (fig. 4.7).

4.2.2 Geologiske forhold

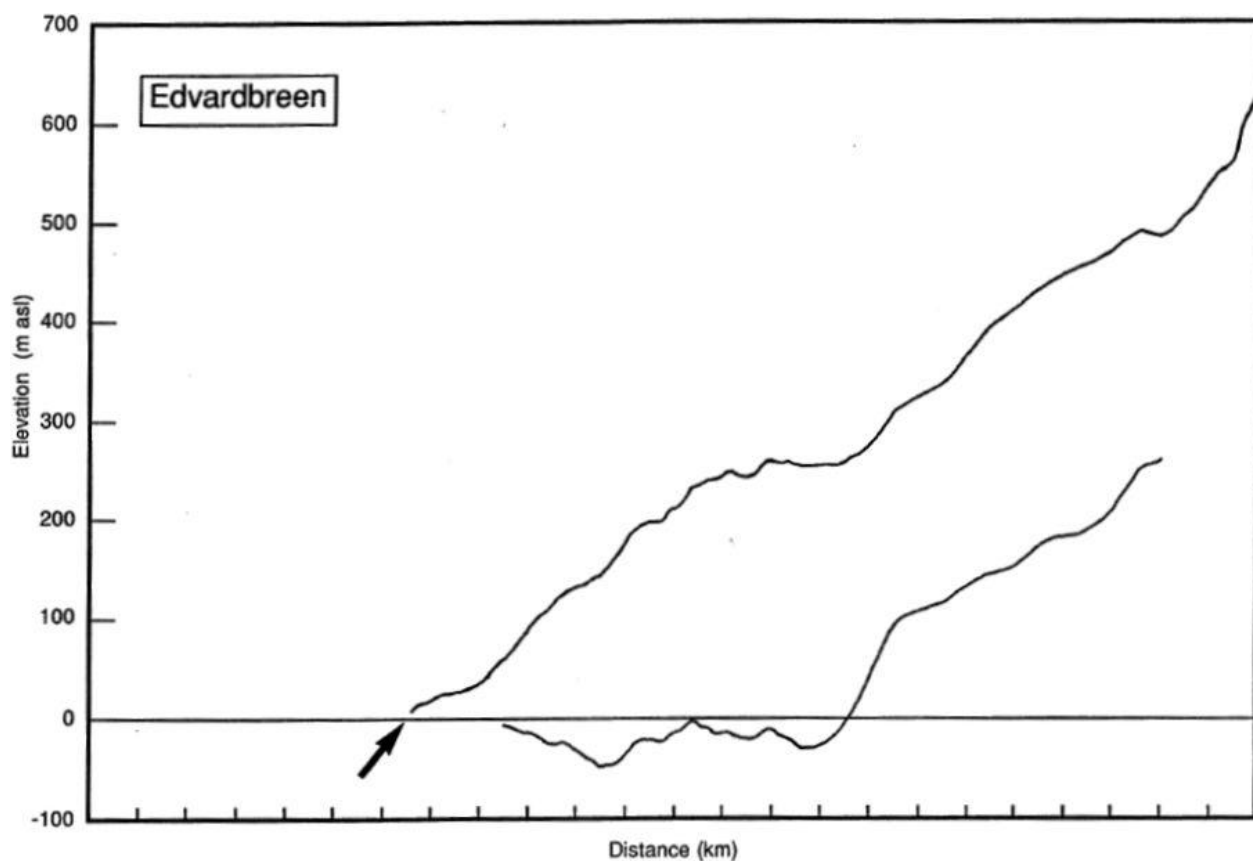
Området ved Edvardbreen er fra Jura-, Kridt- og Tertiær-epokerne (fig. 4.2), og er derfor noget af det nyeste grundfjeld på Svalbard. Tidsbestemmelsen understøttes af fossile aftryk af ammonitter og muslinger (fig. 4.8), som blev fundet på feltlokaliteten, og disse eksisterede i store mængder i havene i Jura- og Kridttiden (Elvevold et al. 2007). Der er i dette område, som i geologisk forstand kaldes Det Tertiære Centralbassin, blevet afsat meget sandsten, siltsten, skifer og lerskifer. Desuden er det også ved Sveagruva tæt på Edvardbreen store kulforekomster (Elvevold et al. 2007).



Figur 4.8 Indsamlet fossilt aftryk af en musling (fotograf Maria Temminghoff 2010).

Grundfjeldets topografi under Edvardbreen er én gang blevet målt ved hjælp af Radio Echo Sounding foretaget af Scott Polar Research Institute (fig. 4.9). Disse målinger er blevet udført omkring en centerlinje (Scott Polar 1987), og er således ikke et udtryk for hele topografien under gletsjeren, men kan bruges til en generel antagelse af, hvilken undergrund gletsjeren bevæger sig over, og hvor tyk isen er. Således var isen i 1987 estimeret til overordnet tykkelse på cirka 200 meter ved centerlinjen, med en gennemsnitstykkelse på cirka 230 meter og en maksimaltykkelse på 286 meter. En anden ting, der er værd at bemærke, er, at

grundfjeldet er under havoverfladen i den nederste del af gletsjeren med 48 meter, som det dybeste (4.9)(Scott Polar 1987).



Figur 4.9 Profil af Edvardbreen, hvor den øverste streg indikerer selve gletsjeroverfladen og den nederste streg indikerer grundfjeldet målt ved hjælp af Radio Echo Sounding fra 1987 (Scott Polar 1987).

5 Teori om gletsjere og deres påvirkning på geomorfologien

I dette kapitel vil der blive gennemgået grundlæggende teori om gletsjere og blive lagt større vægt på surge-type gletsjere og deres karakteristika. Desuden vil der også blive gennemgået teori om hvilke supraglaciale sedimentformer gletsjere skaber. De nævnte emner vil blive berørt da de er essentielle for forståelsen af Edvardbreens udvikling og det store moræneområde ved Breskilmorenen. Emnerne berørt i dette kapitel skal desuden, sammen med resultaterne fra databehandlingen udgøre det grundlæggende materiale for diskussionen.

5.1 Gletsjere

Gletsjeris eksisterer i dag på alle kontinenter, endda på det afrikanske kontinent. På nuværende tidspunkt dækker det 16 millioner km², hvoraf langt størstedelen af dette areal befinder sig i Antarktis og Grønland. De resterende gletsjere findes blandt andet i Alaska, Canada, Patagonien, Norge, Alperne, Himalaya, Mount Kilimanjaro, og på New Zealand. På trods af at gletsjere findes på alle kontinenter, er der dog flere på den nordlige halvkugle (Skinner et al. 2004; Benn and Evans 2010). Her på figur 5.1 ses et billede af Comfortlessbreen på Svalbard, som er af typen surge-gletsjer.



Figur 5.1 Surge-gletsjeren Comfortlessbreen, Svalbard fra 2009 (SwissEduc 2010a)

5.1.1 Dannelse og typer

Når sne akkumuleres og ligger vedvarende gennem smeltesæsonen, er det første skridt mod dannelsen af en gletsjer taget. Hvis dette fortsætter over længere tid, vil der på grund af trykket fra den overliggende masse, dannes en ismasse. Når denne ismasse når en kritisk vægtgrænse i forhold til den pågældende friktion på underlaget, vil tyngdekraftens påvirkning overtage og få ismassen til at bevæge sig, og dannelsen af gletsjeren er nu fuldendt. En gletsjer defineres således som en kontinuerlig ismasse, der på grund af dens egen vægt og tyngdekraften bevæger sig (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Skinner et al. 2004).

Tempereret, polar og polythermal

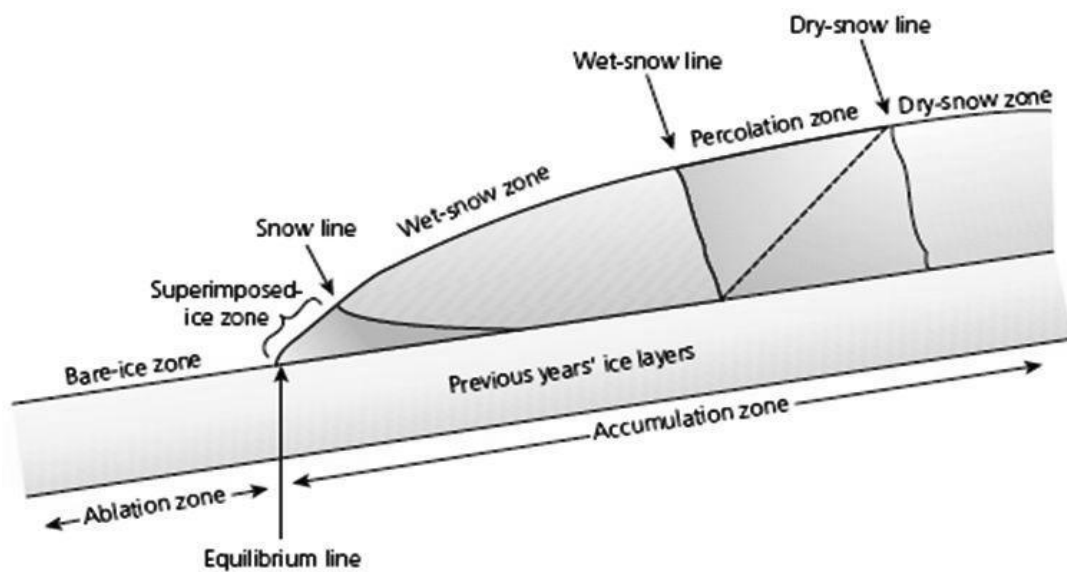
Gletsjere kan kategoriseres som; tempereret, kold/polar, eller polythermal ud fra deres indre temperaturfordeling. Hvis en gletsjer er *tempereret*, betyder det at temperaturen er ved tryksmeltepunktet¹ hele vejen igennem isen, undtagen de øverste metre, da disse vil blive påvirket af vejrforholdene i løbet af hele året (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Benn and Evans 2010). I en *polar* gletsjer er den årlige gennemsnitstemperatur under tryksmeltepunktet hele tiden. I en *polythermal* gletsjer er der både is ved og under tryksmeltepunktet. Denne type gletsjere er den klart mest udbredte type, da de fleste gletsjere har forskellige zoner, hvor temperaturen varierer fra sted til sted (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Menzies 1995; Benn and Evans 2010).

Akkumulation, ablation og massebalancen

Akkumulation og ablation styrer om gletsjeren vokser sig større og bevæger sig fremad eller om den bliver mindre og trækker sig tilbage. Akkumulation er den mængde sne og is gletsjeren får tilført blandt andet ved helt almindelig nedbør og vindblæst sne. Gletsjeren kan også få yderligere masse ved at sne oven på gletsjeren smelter, perkolerer ned igennem sneen og fryser til is, hvis den omkringliggende sne er under 0°. Superimposed is kan også formes lige ved ligevægtslinjen (equilibrium line) (fig. 5.2) (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Knight 1999). Denne type is kan desuden være en vigtig akkumulationskilde på Svalbard (Benn and Evans 2010).

¹ Den temperatur hvorved is smelter ved et givent tryk. Skinner, B. J., S. C. Porter and J. Park (2004). Dynamic Earth - An Introduction to Physical Geology, John Wiley & Sons, Inc.

Ablation er de processer, hvorved gletsjeren mister masse, og her er smeltning den vigtigste proces. Der kan derudover nævnes sublimation, evaporation og kalving af is. Ablation er oftest en funktion af udvekslingen af energi mellem gletsjeren og atmosfæren og det er derfor vigtigt at kende de forskellige komponenter af energibalancen; stråling, både lang- og kortbølget, turbulente fluxes, både latent og sensible heat fra regn. Desuden kan der også foregå intern udveksling af energi i gletsjeren, hvilket kan forårsage smeltning. En sidste vigtig proces der kan påvirke ablation er *albedo*. Albedo er den del af kortbølget stråling, der bliver reflekteret tilbage i atmosfæren og derfor ikke er tilgængelig til smeltning (Paterson 1994; Benn and Evans 2010).



Figur 5.2 Viser de forskellige zoner i og på en gletsjer, hvor de vigtigste er akkumulationszonen, ablationszonen og equilibrium linjen (Benn and Evans 2010).

Et af de vigtigste begreber omkring gletsjere er *massebalancen*. Dette begreb betegner i store træk om gletsjeren vokser eller bliver mindre. Hvis gletsjerens massebalance er negativ, er ablationen større end akkumulationen og hvis massebalancen er positiv, er akkumulationen større end ablationen og gletsjeren vokser. Der er desuden både en akkumulationszone og en ablationszone på gletsjeren (fig. 5.2), hvor der i akkumulationszonen er positiv massebalance og i ablationszonen er negativ massebalance. Disse to zoner bliver adskilt af ligevægtslinjen (equilibrium line) (fig. 5.2), som er den linje hvor ablationen og akkumulationen er ens og den højde hvori den ligger, kaldes *ligevægtslinjehøjden* (ELA). Denne linje bliver påvirket af klimaet, og er derfor en god indikator for lokale og regionale klimaændringer (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Skinner et al. 2004). Når gletsjerens massebalance er i ligevægt, det vil sige når den akkumulerer lige så meget som den

mister over dens balanceår, siges gletsjeren at være i "*steady-state*", hvis dennes tilstand forventes at vare ind i en forudseelig fremtid (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Knight 1999).

5.1.2 Gletsjerens hydrologi

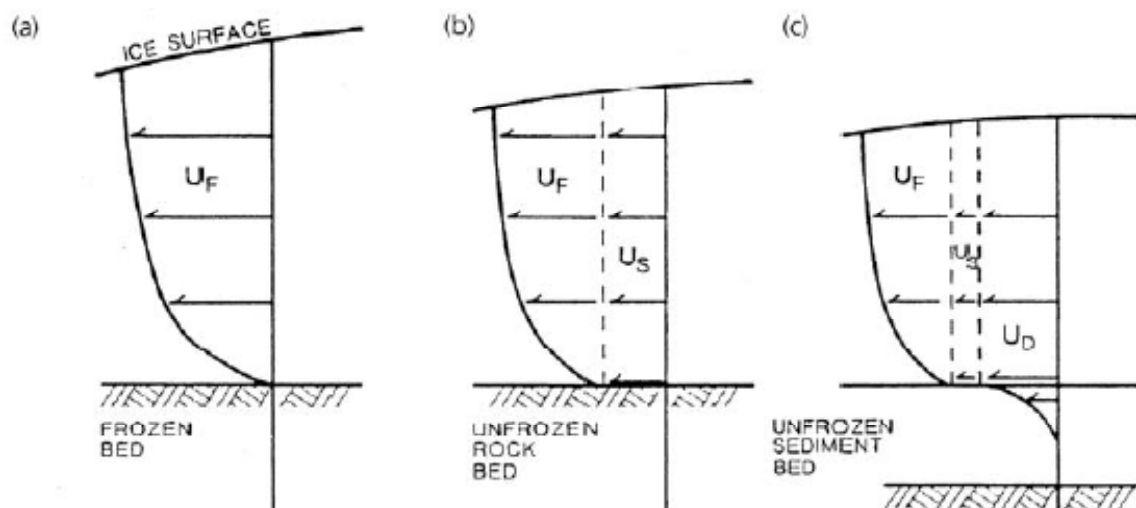
Når vand bliver tilført en gletsjer kan det eksistere på fire forskellige måder; som runoff i supraglaciale "floder", som englaciale eller subglaciale smeltevandskanaler eller det kan fryse til is. En gletsjers hydrologiske system hænger sammen ved at supraglaciale vand kan blive transporteret via sprækker, *moulins*² og englaciale kanaler helt ned til bunden af gletsjeren, og enten løbe ud som subglaciale vand eller blive opbevaret som subglaciale søer, som senere kan øge basal glidning (Paterson 1994; Knight 1999; Benn and Evans 2010).

Gletsjeres bevægelse påvirkes kraftigt af de forskellige typer af afstrømning og ingen mere end subglaciale afløbssystemer. Disse kan blive delt ind i *Kanaliserede systemer* eller *distribuerede systemer*. Af de to generelle systemer er kanaliserede systemer mere effektive til at transportere vand gennem isen, da de ofte hænger bedre sammen og derfor tillader kontinuerlig strøm af vand uden store omveje eller mulig opbevaring, hvorimod distribuerede systemer ofte er mere komplicerede, såsom linked cavity network (5.2.2) (Paterson 1994; Menzies 1995; Knight 1999). En anden vigtig faktor i gletsjerens hydrologi er underlaget. Hvis underlaget er en meget hård og nærmest impermeabel bjergart, vil der være en meget lille, hvis nogen, mængde perkolering, og en stor mængde af vandet vil derfor blive opbevaret i små fordybninger. Hvis underlaget er en meget porøs og let permeabel bjergart eller sediment, kan vandet synke så dybt ned, at der således ikke er noget vand tilbage til at fungere som "smøremiddel", og gletsjerens evne til at bevæge sig vil derved nedsættes (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Menzies 1995).

5.1.3 Gletsjerens bevægelse

Det der gør en ismasse til en gletsjer er at den bevæger sig (5.1.1), derfor er det vigtigt at fastslå hvordan en gletsjer bevæger sig. Der er tre grundlæggende måder hvorpå en gletsjer kan bevæge sig, *intern bevægelse*, *basal glidning* og *deformation af underlaget*, (fig. 5.3) og disse bliver styret af faktorer som temperatur, mængden af sedimenter og sten i isen, hvor ujævnt underlaget er og vandtryk (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Skinner et al. 2004).

² Hul i gletsjerens overflade, skabt af vand der løber ned i en sprække og derefter "udvider" den til et større afløbshul.



Figur 5.3 Viser hastigheden forskellige steder i gletsjeren, alt afhængigt af om det kun er intern deformation (a) intern deformation og basal glidning (b) eller om deformation af underlaget også foregår (c) (Benn and Evans 2010).

Intern bevægelse foregår ved intern plastisk deformation (*ice creep*) og er en konsekvens af det stress gletsjeren udsættes for, på grund af dens vægt og tyngdekraften påvirkning. Hastigheden kun ved ice creep gennem gletsjerens profil ses på figur 5.3 a. Her ses det at hastigheden er mindst ved bunden af gletsjeren, da forskydningsspændingen er størst her, hvilket sænker farten. Den stiger op gennem gletsjeren da forskydningsspændingen bliver mindre jo længere væk fra bunden man kommer, dog bliver selve gradienten også mindre og mindre (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Benn and Evans 2010).

Basal glidning spiller en større rolle med hensyn til gletsjerens hastighed, da denne står for den største del af tempererede og polythermale gletsjeres bevægelse. Ved polare gletsjere som er frosset fast til bunden, er der fundet minimal basal glidning i enkelte tilfælde. Ved basal glidning er det faktisk de forskellige forhindringer der hæmmer glidningen og skaber friktion, der lægges mest vægt på, såsom store sten og bump eller sedimenter i selve isen. Jo glattere underlag eller mindre sedimenter i isen, jo mindre friktion vil der være og des hurtigere vil gletsjeren bevæge sig, og muligvis ende med et surge (5.2.2) (Sugden and John 1976; Paterson 1994; Benn and Evans 2010).

Et element der er med til at mindske friktionen, er smeltevand under gletsjeren eller i selve underlaget. Ikke alene nedsætter det friktionen mellem gletsjeren og forhindringer, det kan også selv skabe bedre forhold for nedsat friktion ved at skabe vandfyldte hulrum, på grund af at vandtrykket overgår det lokale istryk. Disse vandfyldte hulrum mindsker friktionen ved at "drukne"

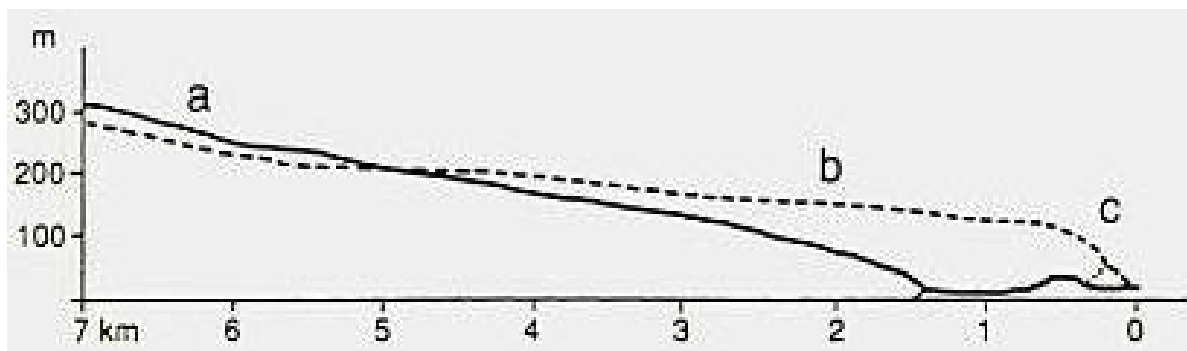
bump og andre forhindringer og ved at mindske det areal, hvor gletsjeren rør bunden, og dermed mindske basal forskydningsspændingen. Dette gør mængden af smeltevand til stede ved bunden til en vigtig faktor i forhold til gletsjerens bevægelse (Paterson 1994; Benn and Evans 2010).

Også selve underlagets opbygning er af stor betydning i forhold til gletsjerens bevægelse, (fig. 5.3 c). Hvis underlaget er en hård bjergart, vil gletsjeren ikke kunne deformere det i nogen større grad, og friktionen vil derfor være høj. Hvis underlaget derimod er en blød sedimentær bjergart, vil vægten fra gletsjeren, sammen med smeltevand, kunne deformere underlaget i en sådan grad, at friktionen mindskes og gletsjeren vil derfor bevæge sig hurtigere (Paterson 1994; Benn and Evans 2010). Denne egenskab vil blive forklaret yderligere i afsnit 5.2.2

De nævnte karakteristika omkring gletsjere giver en grundlæggende forståelse af hvordan de fungerer. Dog er der alligevel enkelte områder indenfor glaciologien, der endnu ikke er gjort helt rede for. Et aspekt af gletsjerens bevægelse er, på trods af fremskridt inden for de sidste 10 år, stadig en gåde, og er derfor stadig grund for megen forskning, nemlig surge-gletsjere.

5.2 Surge-type gletsjere

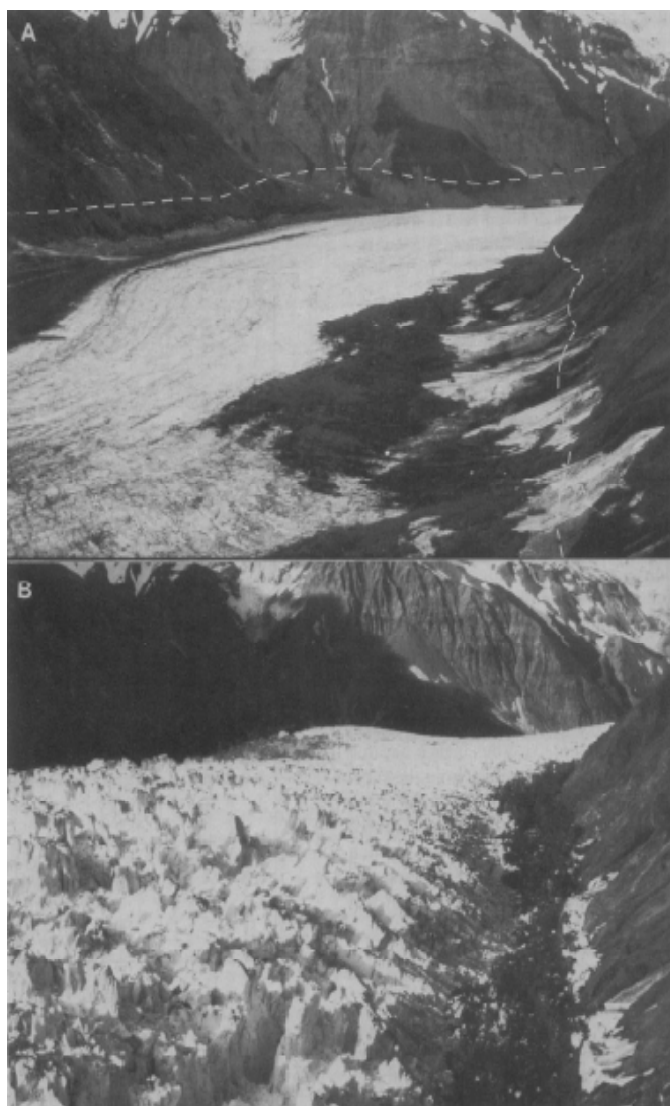
Surge gletsjere er en speciel type gletsjere, hvor dynamikken er anderledes i forhold til almindelige gletsjere. Når en gletsjer surger, bliver en stor mængde is transporteret, i form af en kinematisk bølge, fra et reservoirområde, som regel i den øverste del af gletsjeren ned til et "opsamlingsområde" i den nederste del af gletsjeren. En illustration af resultatet ses på figur 5.4, hvor a) indikerer overfladens geometri før surge, den stiplede linje (b) viser hvordan geometrien ser ud efter gletsjerens surge, hvor det ses at der nu er mindre masse i reservoirområdet og mere i opsamlingsområdet (Hagen et al. 1993). Reservoirområdet og opsamlingsområdet er ikke det samme som akkumulationszonen og ablationszonen (Meier and Post 1969; Paterson 1994). Denne transport af



Figur 5.4 Viser et længdeprofil af en surge-gletsjer. a) viser overfladen før surge. b) viser overfladen efter surge. c) viser den nu mere konvekse front. Efter (Hagen et al. 1993).

masse resulterer oftest i at gletsjerfronten bevæger sig fremad, (fig. 5.4), i en fart på op til 100 gange den normale hastighed, kaldet den aktive fase, dog kan et surge også foregå uden at fronten bevæger sig fremad. Når surget er stoppet igen, hvilket kaldes den inaktive fase, vil fronten begynde at smelte mens gletsjeren igen begynder at akkumulere masse i det øverste område, da ice fluxen er for lav til at transportere is væk fra området. Med den ekstra øvre akkumulation og ablation i det nederste område, vil gradienten stige og dermed også øge den basale forskydnings-spænding (basal shear stress). Dette vil fortsætte indtil en ukendt grænse nås, hvorefter et nyt surge så indledes. Denne cyklus gentages kontinuerligt og i en bestemt tidsperiode der er forskellig for hver gletsjer (Meier and Post 1969; Sharp 1988; Hagen et al. 1993; Hagen et al. 2003; Benn and Evans 2010). Et surge bliver derfor defineret som et periodisk fænomen, drevet af interne svingninger i forholdene ved gletsjerbunden, og som ikke er direkte igangsat af eksterne påvirkninger (Meier and Post 1969; Sharp 1988; Benn and Evans 2010). Dette betyder også at klimaet ikke er årsag til at et surge starter. Dog kontrollerer det, hvor længe de to faser varer, da der skal en vis akkumulation til før et surge bliver igangsat.

På Svalbard er den aktive og den inaktive fase begge noget længere end andre steder i verden. Den aktive fase på Svalbard ligger mellem tre til ti år, i forhold til mellem et og to år ved andre surge gletsjere som for eksempel i Alaska. Den inaktive fase er sværere at fastslå på Svalbard, da der er meget få komplette tidsserier over en gletsjers udvikling og antages derfor at kunne ligge mellem 50 – 500 år. Derimod er farten under et surge betragtelig mindre på Svalbard ($1.3 - 16 \text{ m. per dag}^{-1}$) end andre steder som for eksempel Variegated Glacier, en af de bedst



Figur 5.5 A) viser Variegated Glacier i juli 1982 før surge. B) viser samme sted på gletsjeren i juli 1983 under surget. De stiplede linjer på A viser forskellen (Kamb et al. 1985).

studerede surge-gletsjere, i Alaska (50 m. per dag⁻¹) (Dowdeswell et al. 1991; Paterson 1994; Benn and Evans 2010). Variegated Glacier ses på figur 5.5, hvor det på A) ses hvordan dette område af gletsjeren så ud i juli 1982 inden surget begyndte og på B) ses hvordan det så ud et år senere efter den kinematiske bølge havde bevæget sig nedover gletsjeren. De stiplede linjer på A) er indikationer for hvilken mængde is der har forflyttet sig fra reservoirområdet (Kamb et al. 1985). Derudover ses det også hvilken effekt den høje hastighed har på selve gletsjeroverfladen i form af de mange sprækker, disse vil blive uddybet i afsnit 5.2.1. Der er desuden stor uenighed om hvor stor en procentdel af Svalbards gletsjere der er af typen surge-gletsjere, hvor Hagen and Liestøl (1993) antager at op til 90 % af alle gletsjere på Svalbard er af typen surge-gletsjere, Hamilton and Dowdeswell (1996) mener at det er omtrent 35 % mens Jiskoot, Murray et al. (2000) mener at kun omkring 13 % skulle have surge potentiale.

Endnu en faktor der kan gøre det svært at få estimeret et præcist antal af surge-gletsjere er de såkaldte delvise surge. Et surge kan inddeles i tre forskellige stadier; *stadie 1* hvor der i starten sker en mindre sænkning af et øvre reservoir område, uden dog at udvise store tegn på sprækker. Som dette stadie udvikler sig, begynder der at dannes flere sprækker både i toppen af akkumulationszonen og ved marginerne et stykke nedover (Sund et al. 2009). Når surget går ind i *stadie 2*, vil der være en mere markant sænkning af hele reservoir området, og en tydelig masseforskydning nedover gletsjeren, som også vil skabe flere sprækker. Dog er der på dette tidspunkt stadig ikke sket en markant nok forøgelse af gletsjeren hastighed, til at skabe sprækker over hele overfladen, som er det typiske tegn på at en gletsjer surger (Lefauconnier and Hagen 1991). Det kan dog forekomme, at sprækker i stadie 1 og 2 ikke endnu er tydelige (Sund et al. 2009). I stadie 3 begynder hele gletsjeren at bevæge sig med højere hastigheder og transverse sprækker opstår over det meste af overfladen på grund af den longitudinale udstrækning. Masseforskydningen nedover gletsjeren er nem at identificere ud fra DEM'er, og udvikler sig ofte til en fremrykning af gletsjerfronten, selvom dette ikke er noget der per definition skal ske (Sund et al. 2009). Delvise surge karakteriseres som de surge, der ikke udvikler sig videre fra stadie 2. Og da disse ikke nødvendigvis udviser en større masseforskydning nedover eller tydelige sprækker overalt, kan det være svært at identificere denne type surge, med mindre man har konstante målinger af ændringerne i gletsjerens geometri (Sund et al. 2009).

Surge-gletsjere på Svalbard ser ud til at være kendetegnet af flere særegne faktorer end bare tidsperspektivet og hastigheden, også deres størrelse og underlaget er karakteristisk for øgruppen. Det antages således at gletsjere med et langt og stejlt profil og med et underlag bestående af geologisk unge og svage sedimenter, som for eksempel skifer, skulle have størst mulighed for at surge (Hamilton and Dowdeswell 1996; Jiskoot et al. 2000).

Både tempererede og polythermale gletsjere kan surge og der findes således surge-gletsjere i nogle dele af Alaska, i det arktiske Canada, i Andesbjergene, i Pamirbjergene, i Kaukasus, på Island, Svalbard og enkelte steder på Grønland. Det er værd at bemærke at der hverken findes nogen surge-gletsjere på fastland Europa eller i USA udover i Alaska (Paterson 1994; Hamilton and Dowdeswell 1996). Denne geografiske distribution er dog ikke ensbetydende med at de klimatiske betingelser for surge-gletsjere er defineret, i og med at der på lokal skala kan eksistere begge typer af gletsjere inden for meget kort afstand. Desuden findes der surge-gletsjere inden for de fleste slags gletsjertyper; både store og små gletsjere kan surge, som nævnt kan både tempererede og polythermale gletsjere surge, dog antages det at polare gletsjere ikke kan surge da de er frosset fast til bunden, og udover en minimal basal glidning, kun kan bevæge sig ved intern deformation (Benn and Evans 2010).

5.2.1 Karakteristika og påvirkning på geomorfologien

Der er flere forskellige tegn på både selve gletsjeren, og også foran og på siderne, på at den kan være en surge-gletsjer. De bedste indikationer fås ved at studere selve gletsjerens geometriske udseende og overflade. Både før et surge påbegyndes og mens det er i gang, vil der flere steder være mulighed for at se tegn på dette; der vil i den inaktive fase blive akkumuleret mere og mere is i reservoirområdet, mens der vil foregå afsmeltning i det nedre område, hvilket vil skabe en større gradient, dette er et tegn på at et muligt surge er ved at blive bygget op (5.2) (Meier and Post 1969; Sharp 1988). Når surget påbegyndes, vil der blandt andet kunne ses sprækker oppe i reservoirområdet. Disse indikerer, at der er en stor mængde is, der har "løsnet" sig fra reservoirområdet, efter at have nået en ukendt tærskel og som er i gang med at bevæge sig nedover gletsjeren, og derfor "strækkes" isen over et større område og danner sprækker (Lefauconnier and Hagen 1991; Menzies 1995). Dette vil også kunne ses rent volumenmæssigt, i og med at reservoirområdet er sunket ned. Når dette sker, vil der også typisk blive efterladt is på siderne af bjerget (fig.

5.6), hvor det er det mørke is på modsatte side af gletsjeren, der er efterladt efter en sænkning af reservoirområdet (Meier and Post 1969; Liestøl 1993; Benn and Evans 2010).



Figur 5.6 Viser et sunket reservoirområde på Skobreen, Svalbard, efter et surge i 2006. Læg mærke til de transverse sprækker og isen der stadig sidder på den modsatte side (sort). (Benn and Evans 2010).

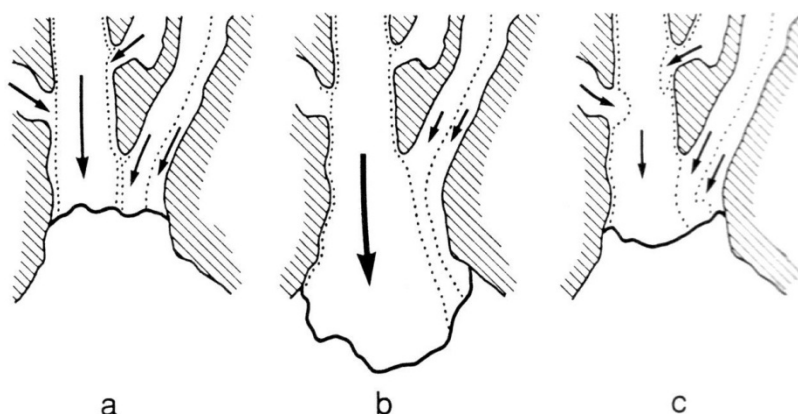
Når denne masse af is begynder at bevæge sig, vil der opstå en forhøjning (surgefront), da ismassen bevæger sig hurtigere end den foranliggende is, denne forhøjning vil kunne spores hele vejen ned over gletsjeren i løbet af den aktive fase, dog vil den blive mindre jo længere ned den kommer, i og med at den øgede masse vil udmønte sig i at gletsjerfronten bevæger sig længere frem. Denne forhøjning er kendetegnende for et igangværende surge. Et andet kendetegn for et igangværende surge, er de mange sprækker på gletsjerens overflade (Lefauconnier and Hagen 1991; Paterson 1994; Benn and Evans 2010). Disse opstår som følge af ændringer i gletsjerens dynamisk, som igen er forårsaget af forskellige hastigheder på forskellige steder af gletsjeren, det vil sige en varierende ice flux. Dette betyder at der nogle steder vil være transverse sprækker (fig. 5.6) og andre steder sprækker,



Figur 5.7 Billede af Lowell Glacier i Canada i 2006, hvor der ses adskillige tydelige looped moræner (SwissEduc 2010b).

der er parallelle med flow-retningen (Lefauconnier and Hagen 1991; Benn and Evans 2010).

Et af de mest tydelige tegn på at gletsjeren er af surge-typen, er hvis der findes looped/foldede moræner (fig. 5.7). Disse opstår når side-gletsjeres flow bliver stoppet af den surgene gletsjer, hvorefter midtmorænen mellem de to bliver "låst inde" og næsten bliver presset tilbage mod side-gletsjeren på grund af



Figur 5.8 Viser dannelsen af en looped moræne. a) ligevægts stadie. b) En gletsjer begynder at surge, sidegletsjernes normale flow stoppes og morænerne presses ud mod siderne. c) Surget stopper, og sidegletsjerne optager deres flow og folder morænerne (Lefauconnier and Hagen 1991).

det høje tryk fra surge-gletsjeren. Når surget stopper igen, vil side-gletsjeren igen kunne flyde frit og midtmorænen vil herefter blive presset ud i surge-gletsjeren i en looped/foldet form, hvilket også er illustreret på figur 5.8 (Meier and Post 1969; Croot 1988; Lefauconnier and Hagen 1991). Over tid, og som følge af flere surge, kan disse looped moræner transporteres længere og længere nedover gletsjeren, og vil til sidst danne et komplekst system af moræner, som kan være en god indikator for, hvor mange surges der er foregået, og desuden give en indikation for længden af både den aktive fase og den inaktive fase, ud fra afstande mellem morænerne (Croot 1988).

En sidste måde at genkende en surge-gletsjer på, er at iagttage morænesystemet foran gletsjeren. I og med at fronten på en surge-gletsjer opfører sig anderledes i forhold til en almindelig gletsjerfront, vil morænesystemet, der bliver skabt heraf, også udformes anderledes (Hagen et al. 1993). En surgefront er ofte mere kaotisk i sin opbygning (fig. 5.9), og der vil derfor være en mere kaotisk moræne til følge, så hvorimod en almindelig moræne ofte



Figur 5.9 Fridtjovbrens surgefront i 1996, hvor frontens kaotiske opbygning er tydelig (SwissEduc 2010c).

vil være rimelig homogen i dens udformning, kan en surge-moræne ofte have flere steder med enten store bakker, store huller eller flere stykker is, som er dumpet af gletsjerfronten (Solheim

1997). Et godt eksempel på en tydelig surge-moræne, er morænen skabt af Usherbreen på Svalbard (fig. 5.10). Denne moræne er en såkaldt composite moræner (skub-moræne), som er skabt af at gletsjeren har surget henover en Sandur³ slette, hvor der er permafrost til stede, og hvor en del af morænen består af grundfjeld sedimentære lag (Croot 1988; Hagen et al. 1993; Bennett and Glasser 2009).

Udover de moræner som forbindes med selve surgefronten, kan der også blive skabt moræner, som stammer fra sprækker skåret op i selve den basale is. Her vil der på grund af højt vandtryk blive presset till op i sprækken, hvor det vil blive opmagasineret indtil gletsjeren smelter væk, og en *crevasse-squeeze* moræne opstår. Grunden til at denne type moræne forbindes med surge-gletsjere er, at de opstår når et højt vandtryk kombineres med at en



Figur 5.10 Billedet viser Usherbreen i 1985 med de tydelige push-moræner, 7 år efter den surgede (Hagen et al. 1993).

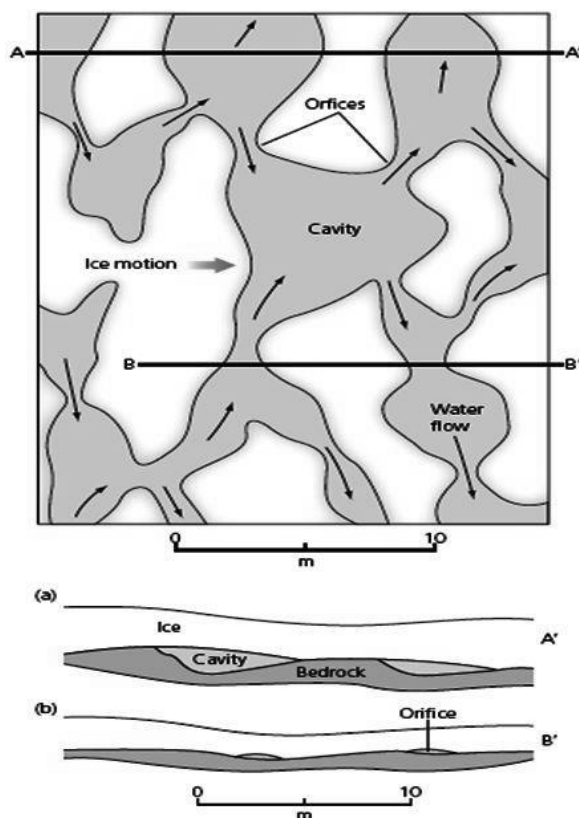
gletsjer udsættes for en høj stress gradient, som under et surge (Christoffersen et al. 2005; Benn and Evans 2010). Concertina eskere (zigzag eskere) er en anden moræneform der forbindes næsten udelukkende med surge-gletsjere. Denne specielle type eskere er en konsekvens af de mange sprækker der bliver skabt under et surge, især i gletsjerfronten. Sprækkerne, som er kaotisk opbygget, bliver fyldt med sedimenter når store mængder vand evakueres fra gletsjeren når surget stopper, og får derfor den karakteristiske skarpe form (Evans and Rea 1999). Andre geomorfologiske landformer, såsom hummocky moræner, mæanderende morænerygge (*conduit infill*) (Christoffersen, Piotrowski et al. 2005) og sågar flutings er også blevet fundet i det proglaciale område ved surge-gletsjere, dog findes disse ikke udelukkende ved surge-gletsjere og kan derfor ikke bruges som indikation for surge-gletsjere alene (Menzies 1995).

³ En Sandur slette er en glacial smeltevandsslette, hvor sedimenter fra gletsjeren bliver aflejret via smeltevand. *TheFreeDictionary.com*. S.v. "Sandur." fundet 1. november 2010, <http://encyclopedia.thefreedictionary.com/sandur>.

5.2.2 Teorier

Der er blevet fremsat flere forskellige teorier om hvorfor nogle gletsjere surger og hvorfor andre ikke gør, og indtil videre, er dette et spørgsmål der stadig mangler et endegyldigt svar. Der er stor forskel mellem tempererede og polythermale gletsjere (5.1), på grund af deres interne temperaturforhold og der er således udviklet surge-teorier der passer specifikt på hver type. Men på trods af forskellene kan disse stadig forefindes inden for samme område, og der må derfor være mindst én faktor, der er ens for alle surge-gletsjere. Denne faktor er endnu ikke blevet opdaget, og det skal derfor tages in mente at de følgende teorier ikke skal forstås som endegyldige eller fuldstændige svar på, hvorfor en gletsjer surger (Harrison and Post 2003; Benn and Evans 2010).

For tempererede surge-gletsjere er teorien "hydrologic switch model" blevet fremsat, oprindeligt af Kamb, Raymond et al. (1985). Denne teori er bygget op omkring hypotesen om at et skift i subglacialt afløbssystem fra et kanaliseret system til et Linked Cavity system, skaber et højt basalt vandtryk, som mindsker friktionen mellem gletsjeren og underlaget tilpas nok, således at gletsjeren begynder at bevæge sig hurtigere. Årsagen til det høje basale vandtryk, skal således findes i det subglaciale afløbssystem (Kamb et al. 1985). "Linked cavity network" er et distribueret kanalsystem (5.1.2), hvor det er muligt at opnå et højt vandtryk på grund af dets opbygning (fig. 5.11). De små mundingar og hulrummene gør at vandet ikke kan blive transporteret ud under gletsjeren i høj fart, mere og mere vand vil derfor blive opbevaret i hulrummene og gletsjeren vil derfor blive løftet lidt op på grund af det høje tryk og vil kunne bevæge sig hurtigere på grund af mindre friktion med underlaget (Kamb et al. 1985; Benn and Evans 2010). Denne slags system er overfølsomt overfor ændringer i mængden af vandtilførsel, i og med at en lille tilførsel af vand vil opretholde størrelsen på hulrummene og derved bibeholde det høje vandtryk, mens en voksende tilførsel af vand vil øge smeltning og udvide hul-



Figur 5.11 Viser et linked cavity network set fra oven, og et profil af over hulrum A-A' og et profil over små mundingar B-B' (Benn and Evans 2010).

rummene og munderne og til sidst skabe et almindeligt kanaliseret system, hvor vandtrykket igen vil blive lavt (Paterson 1994; Benn and Evans 2010). Tilsyneladende er dette system også afhængigt af at gletsjeren bevæger sig hurtigt over underlaget, for at kunne opretholde hulrumssystemet. Den hurtigt bevægende ismasse, ødelægger nemlig det almindelige kanaliserede system og skaber hulrum og derved bliver systemet gensidigt afhængigt (Kamb et al. 1985).

Denne hypotese udviklede Kamb, Raymond et al. (1985) i forbindelse med deres arbejde under Variegated Glacier's surge i 1982-1983. Den forklarer udmærket hvordan et surge skal kunne stoppe efter et skift fra Linked Cavity system tilbage til et kanaliseret system, på grund af den høje vandtilførsel om sommeren, men den mangler en årsag til, hvorfor et kanaliseret system skulle skifte til et Linked Cavity system. Der er foreslået flere løsninger på dette, men på nuværende tidspunkt er der ikke bred enighed herom (Kamb et al. 1985; Benn and Evans 2010).

For polythermale surge-gletsjere har teorien omkring "Thermal Switch Mechanism" været fremme i mange år. Denne teori tilsiger at svingningerne i polythermale surge-gletsjeres cyklus, er forårsaget af at underlaget skifter fra frossen tilstand til tøet og tilbage igen. Temperaturforholdene i polythermale gletsjere er meget forskellige alt efter de lokale klimatiske forhold (5.1.1). Det antages at under den inaktive fase, vil noget af gletsjeren være kold-baseret, ofte det nedre område, og dermed næsten frosset fast til jorden, med minimal bevægelse (Murray et al. 2000; Fowler et al. 2001; Benn and Evans 2010). Efterhånden vil reservoirområdet akkumulere mere og mere sne og is, hvilket vil ændre gradienten og den mængde stress gletsjeren udsættes for, og derved øges den interne deformation (ice creep). Denne proces skaber varme og fører dermed til smeltning ved bunden, når gletsjeren omkring reservoirområdet når tryksmeltepunktet. Den ekstra mængde vand under gletsjeren vil blive holdt tilbage i gletsjeren på grund af området, hvor den stadig er kold-baseret og da der muligvis også er permafrost under. Der vil efterhånden blive opbygget større og større vandreservoirer under gletsjeren, indtil den til sidst vil blive løftet nok fra underfladen til at kunne mindske friktionen og påbegynde sit surge (Murray et al. 2000; Fowler et al. 2001). Surget stopper igen når vandreservoiret under gletsjeren enten bliver tømt eller der ganske enkelt ikke er nok vand under til at kunne opretholde glidningen.

Fowler, Murray et al. (2001) uddyber ligeledes i deres model at smeltevandet opbevares i till-underlaget efter at dette er blevet tøet op af. Dette svækker underlaget endnu mere og øger den basale glidning. Denne opbygning af vandreservoirer fortsætter, sammen med surget, indtil

till-underlaget tør op helt ned til et ukendt vandførende jordlag, således at smeltevand kan blive transporteret væk hurtigt og igen øge friktionen nok til at surget stopper op (Fowler et al. 2001; Murray et al. 2003). Den store forskel der findes mellem polythermale gletsjere på Svalbard og andre steder i verden, med hensyn til længden på de to faser, kan forklares ud fra Fowler, Murray et al. (2001) og Murray, Strozzi et al. (2003), som værende afhængigt af tykkelsen på underlaget og dets permeabilitet. Hvis permeabiliteten og tykkelsen på underlaget er lav, vil der blive opbevaret vand hurtigere og vandtrykket vil stige til over istrykket, og et surge kan indledes hurtigere og skabe større hastigheder. Med en stigende tykkelse og permeabilitet af underlaget, vil denne proces foregå langsommere, som i tilfældet med gletsjere på Svalbard.

Fowler, Murray et al. (2001) tildeler hermed også opbygningen af underlaget en meget vigtig rolle i forbindelse med surge generelt, da dette har stor indflydelse på hvor meget og hvor hurtigt subglacialt smeltevand kan blive transporteret ud. Disse elementer af "Thermal Switch Mechanism" menes derfor at kunne være vejen mod en endegyldig surge teori (Benn and Evans 2010).

Fællesnævneren ved surge-gletsjere er nogenlunde identificeret; en reduktion i friktionen mellem gletsjeren og underlaget. Og både teorien omkring en ændring i det subglaciale hydrologiske system og teorien omkring en ændring i underlagets varme aspekter, har stor tilslutning, som årsagerne til at denne reduktion forekommer (Harrison and Post 2003). Teorierne er dog stadig ikke endegyldigt blevet accepteret, da der ikke er lavet nok undersøgelser under gletsjere til at kunne drage nogle endelige konklusioner. Dette betyder at der mangler megen forskning inden får årsagerne til surge-gletsjere, før en fuld forståelse af fænomenet kan opnås (Harrison and Post 2003).

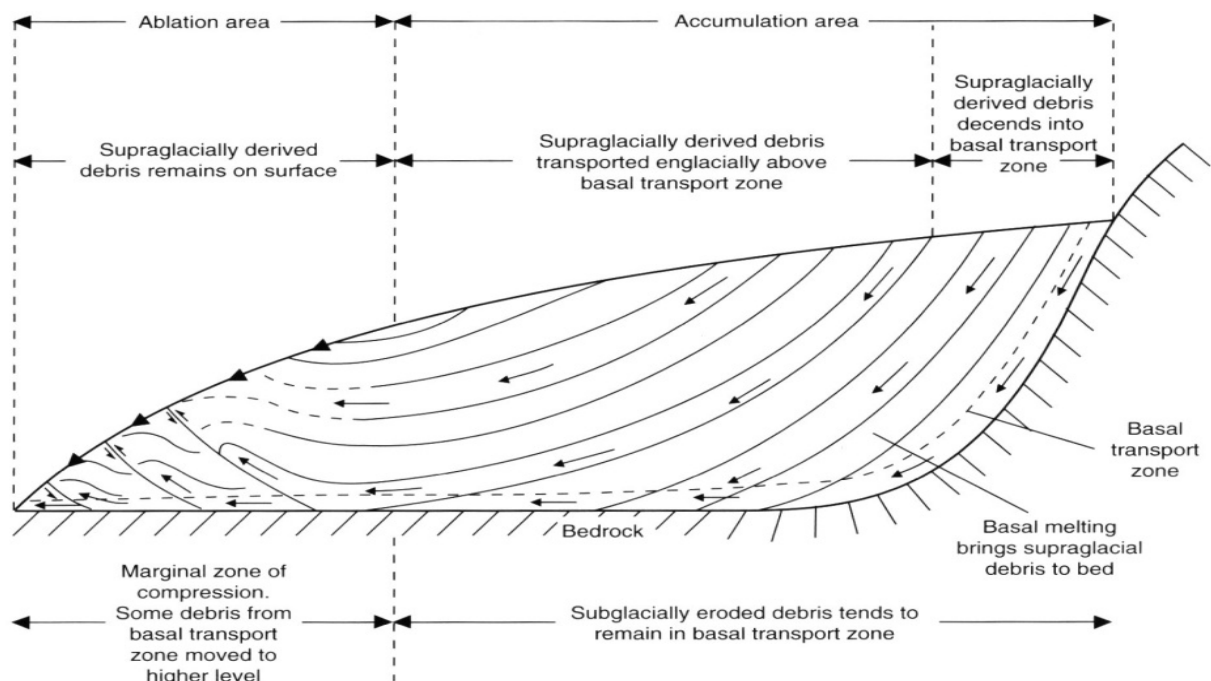
5.3 Sedimenter og moræner

For at kunne identificere de observerede moræner, er det nødvendigt at have en vis teoretisk baggrundsviden omkring dannelsen af "moræner" i og på gletsjere. Da det blev klart ved første øjekast, at morænesystemet udelukkende bestod af is-kerne moræner (3.2), vil der ikke blive forklaret noget omkring almindelige moræner, såsom vintermoræner, randmoræner og push-moræner i dette teoriafsnit. Desuden vil der blive taget hensyn til, at case-området befinder sig på Svalbard, og der vil derfor hovedsageligt bruges teori, der er relevant for Svalbard-gletsjere.

5.3.1 Sedimenttransport i og på en gletsjer

Der findes sedimenter både på gletsjere, inden i gletsjere og under gletsjere, og det er disse sedimenter der er med til at danne de mange forskellige slags morænesystemer der findes både på gletsjere og foran gletsjere. Sedimenter i og på gletsjere stammer fra to forskellige steder; supraglaciale kilder såsom stenskred, laviner eller fra nunataks og subglaciale kilder i form af erosion eller løse sedimenter i underlaget, som bliver optaget i isen. Der kan desuden foregå en udveksling af sedimenter mellem lagene i gletsjeren via sprækker, moulins, thrusts og andet som vil blive uddybet senere i afsnittet (Boulton 1978; Hambrey et al. 1999; Bennett and Glasser 2009).

Sedimenter der forbliver supraglaciale, bliver liggende i den samme form som da de landede på overfladen hele vejen ned ad gletsjeren. De bliver beskyttet mod vind og vejr af den sne der bliver akkumuleret i de øverste områder. Her ligger de gemt indtil de når ned til ablationszonen, hvor sneen smelter væk og sedimenterne dukker op typisk som midtmoræner (5.3.2). Hvis sedimenterne bliver indlejret i gletsjeren blandt andet via sprækker, bliver de transporteret på to måder; enten ved high-level transport (passiv) eller ved low-level transport (aktiv) (fig. 5.10). Når sedimenter bliver transporteret ved passiv transport, betyder det at de ligger så højt i gletsjeren at de ikke kommer i berøring med bunden, hvilket også bevirker at sedimenterne ikke ændres så me-



Figur 5.8 Denne figur viser hvor aktiv og passiv transport af sedimenter foregår i en typisk dalgletsjer og hvor sedimenterne ender (Bennett and Glasser 2009).

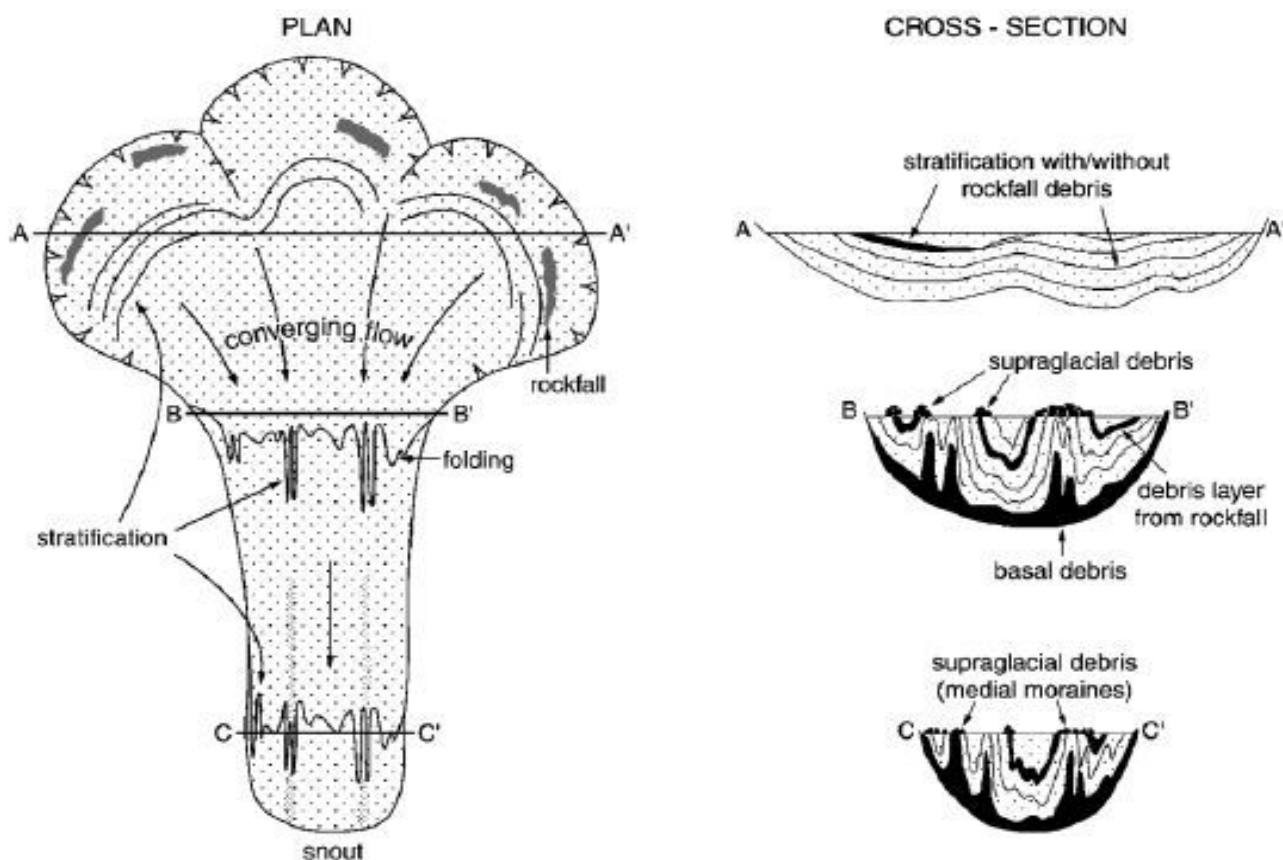
get (Boulton 1978; Bennett and Glasser 2009). Ved aktiv transport bliver sedimenterne transporteret helt ned til bunden af gletsjeren eller lige over, og bliver hernede udsat for meget større forvandling på grund af større tryk og større friktion, hvilket skaber slitage og nedbrydning af sedimenterne, indtil de når en tærskel, hvor de ikke kan ændres mere. Alt afhængigt af hvornår sedimenterne har nået bunden, og hvor lang tid de bliver der, vil der være forskellige rater af deformation (Boulton 1978; Bennett and Glasser 2009).

De englacialle sedimenter vil blive transporteret gennem gletsjeren indtil de på et tidspunkt, enten bliver ført til bunden og via subglacialle smeltevandskanaler ud af gletsjeren, bliver ført gennem gletsjeren og typisk dukke på ved gletsjerfronten på grund af ablation eller bliver ført op fra bunden til overfladen via thrusts eller opadgående flow på grund af kompression ved gletsjerfronten (fig. 5.10). De sedimenter der bliver ført op fra bunden er ofte af en anden sammensætning end de sedimenter der stammer fra stenskred og laviner, i og med at de har en større variation i både størrelse og i lithologi, disse bliver refereret til som *diamicton*, hvorimod dem der stammer fra stenskred og laviner har en mere pletvis ensformig lithologi, svarende til den på bjergsiderne i akkumulationsbassinet, og er bedre sorteret i hovedsageligt større sedimenter (Boulton 1978; Menzies 1995; Hambrey et al. 1999; Bennett and Glasser 2009).

Måden hvorpå gletsjeren bevæger sig, dens fysiske rammer og hvorledes den er inddelt, har også en stor indflydelse på, hvordan sedimenterne opfører sig. Gletsjerens struktur kan deles ind i primære strukturer og sekundære strukturer. De primære strukturer er konsekvenser af akkumulationsmønsteret på en gletsjer, hvor is stratifikation er den vigtigste. Her indeles isen i lag bestående af hvert års nedbør. Når sedimenter bliver tilført via stenskred, kan de enten ligge sig som et tæppe ud over større områder eller koncentreret i tætte masser (Lawson et al. 1994; Bennett and Glasser 2009; Benn and Evans 2010). I og med at gletsjeren bevæger sig, vil lagene blive udsat for intern deformation, hvilket skaber sekundær strukturer, hvor foliation er den vigtigste.

Mange Svalbard gletsjere, inklusiv Edvardbreen, er bygget op med flere akkumulationsbassiner, der leder ned til en smallere tunge, og foldning af isen sker derfor på en måde kendetegnende for denne type gletsjer (Hambrey et al. 1999). Foliation i isen skabes ved, at isen bevæger sig ind i et smallere område, hvor der foregår lateral kompression. Dette skaber longitudinal foliation af isen, som er parallel med flow retningen (fig. 5.11), og desuden også foldning af den primære stratifikation, som ses tydeligt ved Edvardbreen's front (fig. 7.3, 7.4). Ved denne foliation

bliver sedimentlagene også foldet, og kan dukke op som longitudinale sedimentbånd længere nede af gletsjeren (fig. 5.11) (Hubbard et al. 2004). Hvis foliationen foregår i en stor nok grad, kan der



Figur 5.11 Oversigt over hvorledes gletsjerens struktur påvirker sedimenttransporten i en gletsjer med flere akkumulationsbassiner. Midtmorænerne dannes ved foliation inde i gletsjeren (Hubbard et al. 2004).

blive åbnet op for transport af sedimenter helt nede fra bunden af gletsjeren, hvilket ses på cross-section C (fig. 5.11), og det er derfor muligt at få skabt meget varierede sedimentbånd (Hambrey et al. 1999; Hubbard et al. 2004; Bennett and Glasser 2009). Denne slags foliation er oftest mest tydelig ved marginerne eller ved sammenfletningen af to gletsjere og er også påvirket af dalens geometri og flow mønster (Hambrey and Lawson 2000). Transvers foliation er en anden type af foldning, som skabes på grund af longitudinal kompression, især ved gletsjerfronten, hvor det udvikles ud fra gamle lukkede sprækker (crevasse traces) eller nedenfor isfald, hvor den samme proces foregår (Hambrey and Lawson 2000; Bennett and Glasser 2009).

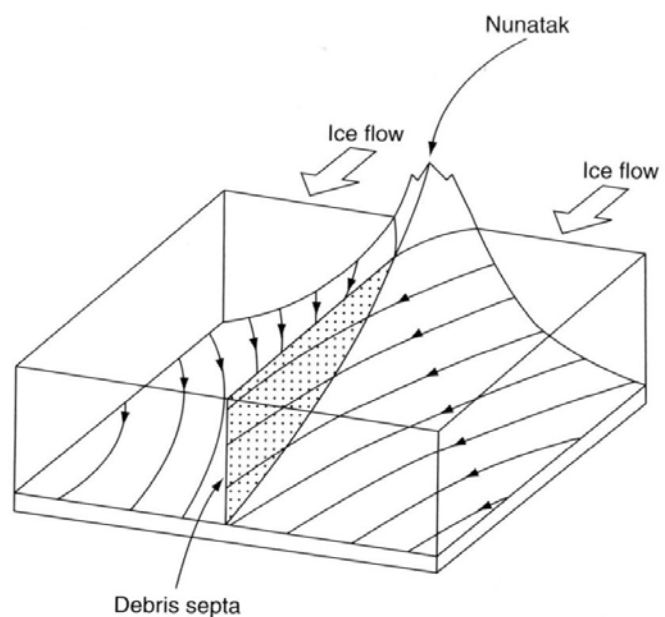
Endnu en måde hvorpå sedimenter kan blive transporteret i gletsjere er via thrust sprækker (shear planer). Disse skabes hovedsageligt på grund af kompression ved marginer, som følge af en ændring i flow mønsteret af gletsjeren. Dette kan ske på flere forskellige måder; gletsjeren kan

have et skiftende basalt varmeregime fra koldt til varmt, hvor gletsjeren derved oplever en sænkning af dens hastighed, der kan være en topografisk barriere i gletsjerens flyderetning, hvilket også vil sænke hastigheden og til sidst kan det hurtige fremryk af surge gletsjere skabe longitudinal kompression, hvilket igen ofte skaber thrust sprækker (Hambrey and Lawson 2000; Bennett and Glasser 2009). Disse sprækkerne vil, på grund af den longitudinale kompression, blive skabt transverst af flow retningen og sedimenterne vil blive transporteret op via disse sprækker og skabe transverse thrust moræner (Hambrey et al. 1999).

5.3.2 Sedimentformer i og på en gletsjer

Når sedimenter bliver transporteret på så forskellige måder, vil morænerne der bliver skabt, også udvise stor variation. Midtmoræner er de mest almindelige moræner på overfladen af en gletsjer.

Der er generelt to slags midtmoræner; is-strøm interaktion (ISI) moræner og ablations dominerede (AD) moræner. ISI moræner dannes når to gletsjere fletter sammen omkring et bjerg eller nunatak. Hver gletsjers sidemoræner vil da smelte sammen, og sammen med et muligt sediment septum skabe en midtmoræne (fig. 5.12). Denne kan da muligvis bestå af både supraglacialt og subglacialt materiale (Anderson 2000; Bennett and Glasser 2009).



Figur 5.12. Sammenflettende gletsjere omkring en nunatak, hvor et sediment septum skaber en midtmoræne (Bennett and Glasser 2009).

AD moræner kan også opstå fra nunataks oppe i akkumulationszonen, hvorefter

de bliver begravet af sne og bliver en del af gletsjeren. Når de når ned i ablationszonen vil de muligvis dukke frem igen på grund af ablation af den omkringliggende is. AD moræner kan også opstå hvor der er foregået foldning af sedimentrig stratifikation. Dette sker når foldningen skubber lagene længere op mod overfladen på grund af kompression (5.3.1), og der derefter er ablation, hvor den omkringliggende is igen smelter væk, og frigør sedimentbåndene som midtmoræner (Menzies 1995; Anderson 2000; Bennett and Glasser 2009).

Mængden af sedimenter der bliver tilført til gletsjerens overflade spiller også en stor rolle for gletsjerens massebalance i og med at de påvirker overførslen af varme mellem atmosfæren og isen (Menzies 1995). Hvis der kun er en smule materiale på overfladen (>2 cm.) vil sedimenternes evne til at lede varme, få gletsjeren under dem til at smelte hurtigere. Hvis der derimod er et tykt lag af sedimenter på overfladen, vil de virke som isolation og beskytte denne del af gletsjeren mod ablation, mens den rene is omkring vil opleve mere ablation (Mattson et al. 1993; Menzies 1995; Anderson 2000). Dette kaldes også differentiell ablation, og kan være en vigtig faktor i overflade geometrien af gletsjere med tilstrækkelig sedimenttilførsel (Mattson et al. 1993).

Differentiell ablation på grund af sedimenter kan skabe forskellige slags overflade former. Nogen af de mest almindelige er forhøjninger af sedimenter med kerner af is, såkaldte *ice-cored mounds* (fig. 6.16), sediment kegler (dirt cones) (fig. 6.14) og større områder med uregelmæssig topografi på grund af forskellige tykkelser af sedimentdække ovenpå isen (6.15) (Menzies 1995; Bennett and Glasser 2009; Benn and Evans 2010). Alle disse former hæmmer ablationen af isen under dem og de kommer derfor til at fremstå tydeligt på overfladen, andre former som kryokonit og penitentes øger ablationen (Menzies 1995).

6 Databehandling og resultater

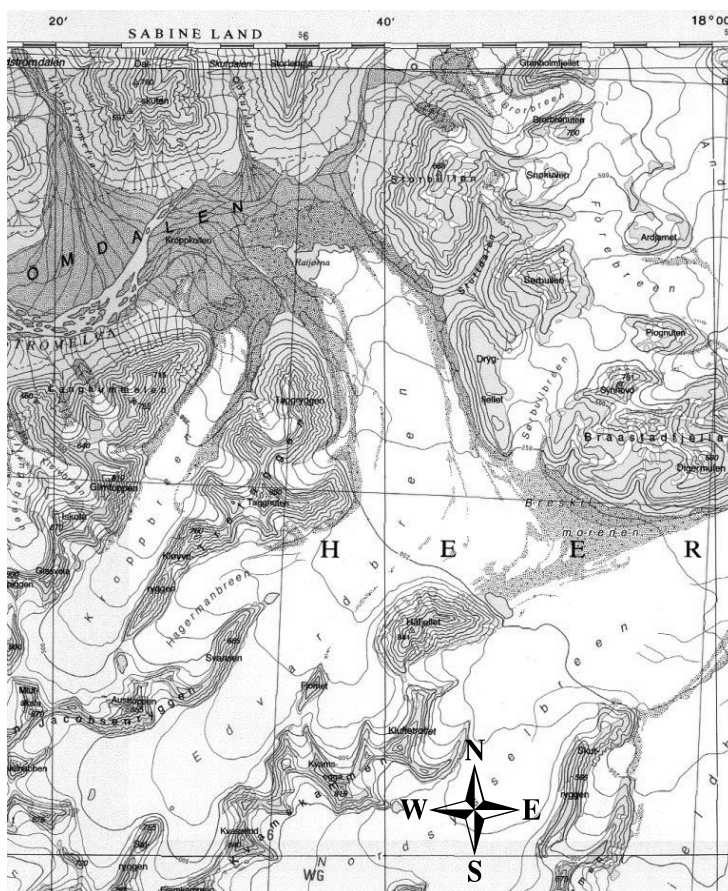
Edvardbreen er en af de få gletsjere, der tidligere er blevet nævnt i litteraturen, og det er dermed muligt at få et bredere overblik over gletsjerens udvikling, i forhold til andre gletsjere på Svalbard. Derudover vil egne observationer sammen med flybilleder være essentielle for diskussionen af Edvardbrens udvikling og potentielle surge, hvilket er årsagen til flybillederne fra 1961, 1970 og 1990 vil blive grundigt gennemgået. Flybilledet fra 2008 er allerede blevet beskrevet i kapitel 4.2 og vil således ikke blive bearbejdet her.

I forbindelse med at determinere om Edvardbreen, eller dele af den, har surget, vil der også være en detaljeret beskrivelse af det morænesystem, der ligger i området ved Breskil-morænen, da dette muligvis indeholder informationer derom.

6.1 Profil af Edvardbreen

For at kunne lave en profil af Edvardbreen tages der udgangspunkt i to forskellige DEM'er over Edvardbreen fra henholdsvis 1990 og 2008, mens den tredje DEM er baseret på et konturlinjekort fra 1936, der er blevet digitaliseret. Disse bliver bearbejdet i softwareprogrammet Surfer, således at det bliver muligt at se både længde- og højdeprofil. Dette vil kunne give et indtryk af, hvorledes Edvardbrens udvikling har forløbet siden 1936.

Derudover vil de to DEM'er sammen med det digitaliserede kort fra 1936 også være baggrund for en diskussion af volumeændringerne over



Figur 6.1 Kort over Edvardbreen og omegn fra 1936. Udsnit af © Norsk Polarinstitutt's topografiske kort 1 : 100.000 over område C10.

de seneste 74 år. Det har ikke været muligt at anskaffe flybilleder af Edvardbreen fra 1936 så for at få et indtryk af gletsjerens udseende på daværende tidspunkt, viser figur 6.1 et topografisk kort over Edvardbreen.

6.1.1 Flybilleder

Der er til dette projekt, inddraget flere flybilleder over Edvardbreen fra Norsk Polarinstitut. Enkelte af disse har ikke dækket store nok dele af Edvardbreen til at være brugbare i dette projekt, hvorfor disse er de blevet helt udeladt. Da Edvardbreen ikke tidligere har været en gletsjer af stor interesse, findes ingen almindelige flybilleder, der viser hele gletsjerens før i 1990. Dette betyder, at der kun er enkelte billeder fra 1961, der dækker store dele af gletsjerens og få billeder, der kun lige dækker moræneområdet fra 1970. Der findes dog nogle skråbilleder fra 1936, men disse er ikke blevet rekvireret. De erhvervede flybilleder vil desuden være at finde i appendiks A.



Figur 6.2 Flybillede af den nordlige del af Edvardbreen fra 1961 (Udsnit af flybillede S61 3210, © Norsk Polarinstitut).



Figur 6.3 Flybillede af Edvardbreens midtsektion fra 1961 (Udsnit af flybillede S61 3211, © Norsk Polarinstitut).

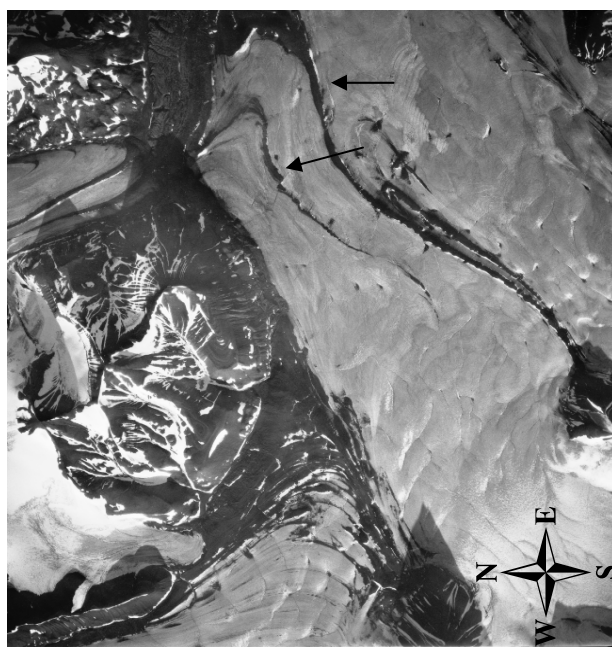
I 1961 havde gletsjerens terminus trukket sig 1,5 km tilbage fra det yderste af morænen, der indikerer den maksimale udbredelse fra den Lille Istid (fig. 6.2) (Hagen et al. 1993; Svendsen and Mangerud 1997). Afsmeltningen er også tydelig, idet der ligger flere store isbjerge brækket af fra Edvardbreen. Hagermanbreen løber sammen med Edvardbreen og danner en midtmoræne, der buer flere gange hele vejen ned til gletsjerfronten (fig. 6.2). Derudover er det muligt at se en

stor moræne helt op ad bjergsiden bagved den bugtende moræne (fig. 7.4). Nede i højre hjørne ses det inderste af moræneområdet med de mange små bøjede moræner.

På billederne fra 1961 ses den midtmoræne, der skabes af sammenfletningen af Edvardbreen og Gletsjer 2 (fig. 6.3). Denne midtmoræne kan følges næsten hele vejen ned til gletsjerfronten og vil også være midtpunkt for en mere dybdegående diskussion, da dens rolle i morænesystemet, som er det overordnede interesseområde, skal udredes. På figur 6.3 er det også muligt at se overgangen mellem ablationszonen og akkumulationszonen (5.1.1), da der er et tydeligt skel mellem zonen med vedvarende snedække og zonen, hvor snedækket forsvinder i løbet af året.



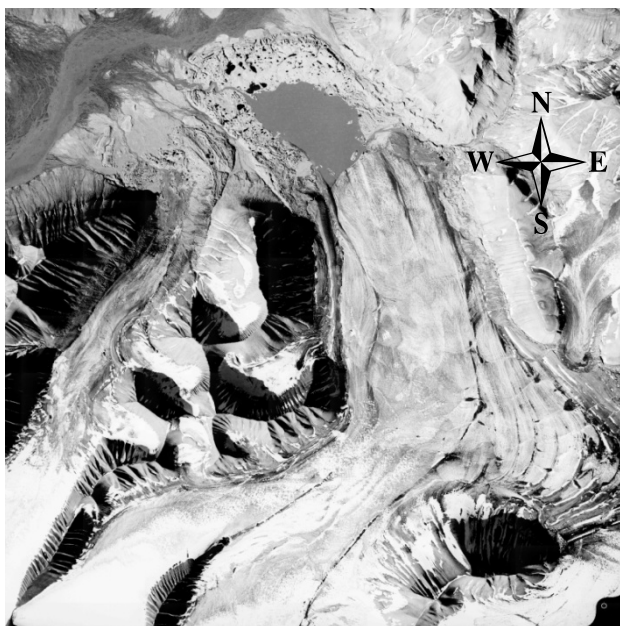
Figur 6.4 Flybillede af Edvardbrens øverste del fra 1961. Læg mærke til de små prikker der stikker op i akkumulationszonen (Udsnit af flybillede S61 3212, © Norsk Polarinstitut).



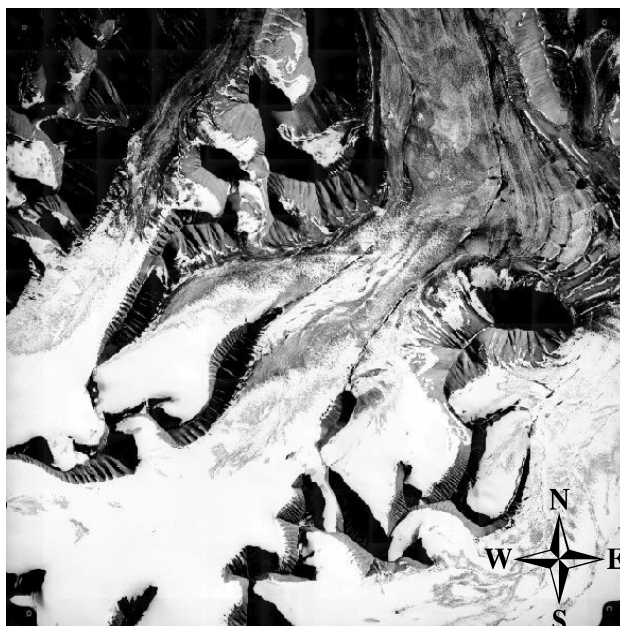
Figur 6.5 Flybillede af morænesystemet mod øst fra 1970. læg desuden mærke til de bøjede moræner ved Nordsysselbrens front indikeret med pile (Udsnit af flybillede S70 4677, © Norsk Polarinstitut).

Det øvre område af Edvardbreen i 1961 viser en meget ensartet overflade uden nogen sprækker (fig. 6.4). Dog er der små tydelige "nunataks" flere steder i akkumulationszonen. Disse antages, grundet grundfjeldets topografi (fig. 4.9), at være midtmoræne stammende helt oppe fra det øverste af bassinet. Figur 6.5 er et flybillede fra 1970, hvor morænesystemet af interesse ses meget tydeligt. Desuden findes to særegne buede moræner på Nordsysselbreen, indikeret med pile, som næsten har en identisk vinkel med morænesystemets retning, og er derfor af særlig interesse i diskussionen. Figur 6.6 og figur 6.7 viser Edvardbreen som helhed i 1990. Det er tydeligt, at gletsjeren har trukket sig betragteligt tilbage, (fig. 6.6), idet fronten er længere fra randmorænen

end på billederne fra 1961, i alt cirka 2,5 km. Dertil er det også understreget idet midtmorænerne forsvinder mere og mere ved fronten. Disse to luftfoto vil blive diskuteret yderligere i kapitel 7.



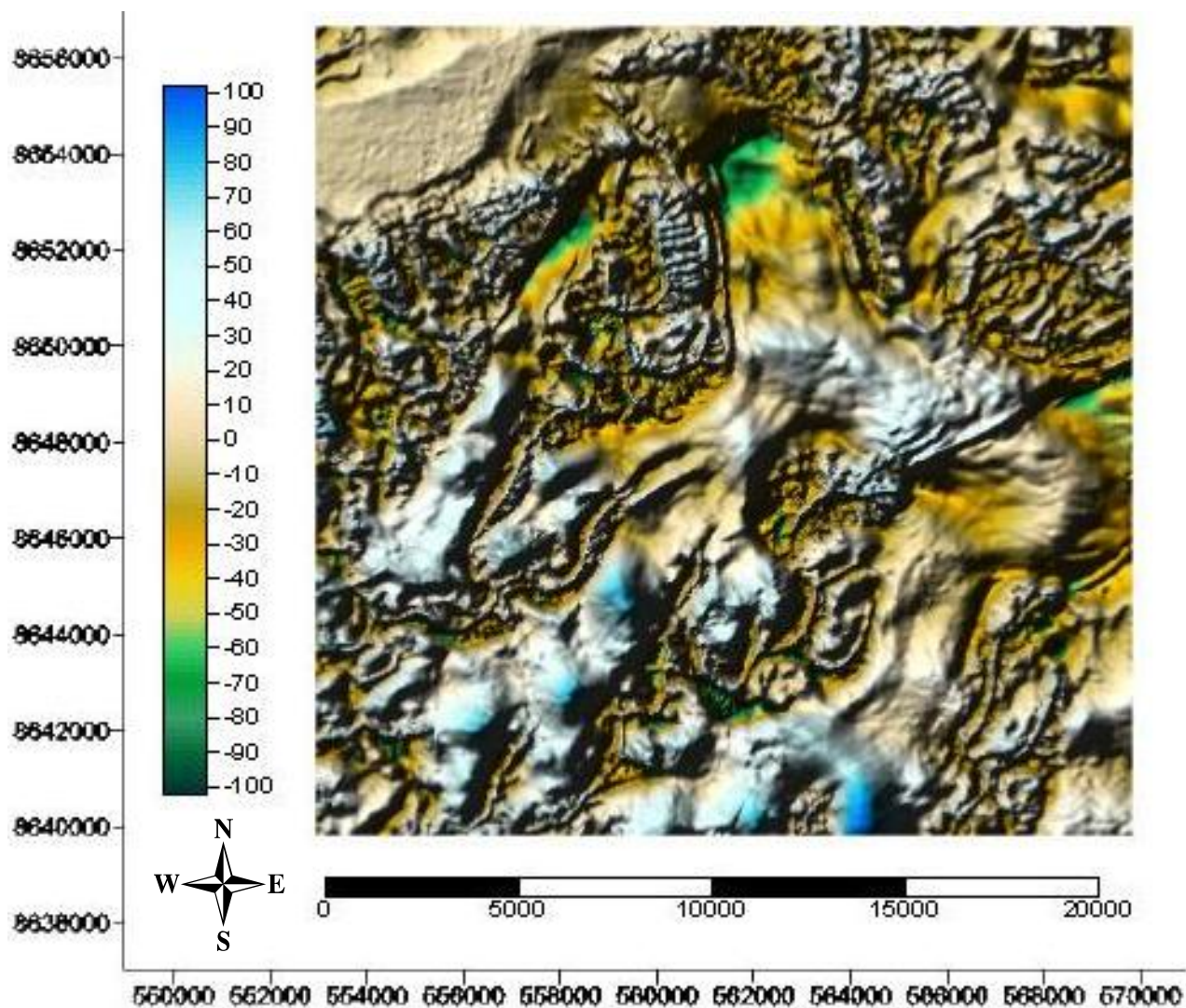
Figur 6.6 Flybillede af Edvardbrens nederste del fra 1990 (Udsnit af flybillede S90 3311, © Norsk Polarinstitut).



Figur 6.7 Flybillede af Edvardbrens øverste del fra 1990 (Udsnit af flybillede S90 3312, © Norsk Polarinstitut).

6.1.2 DEM og profil – volumeændring

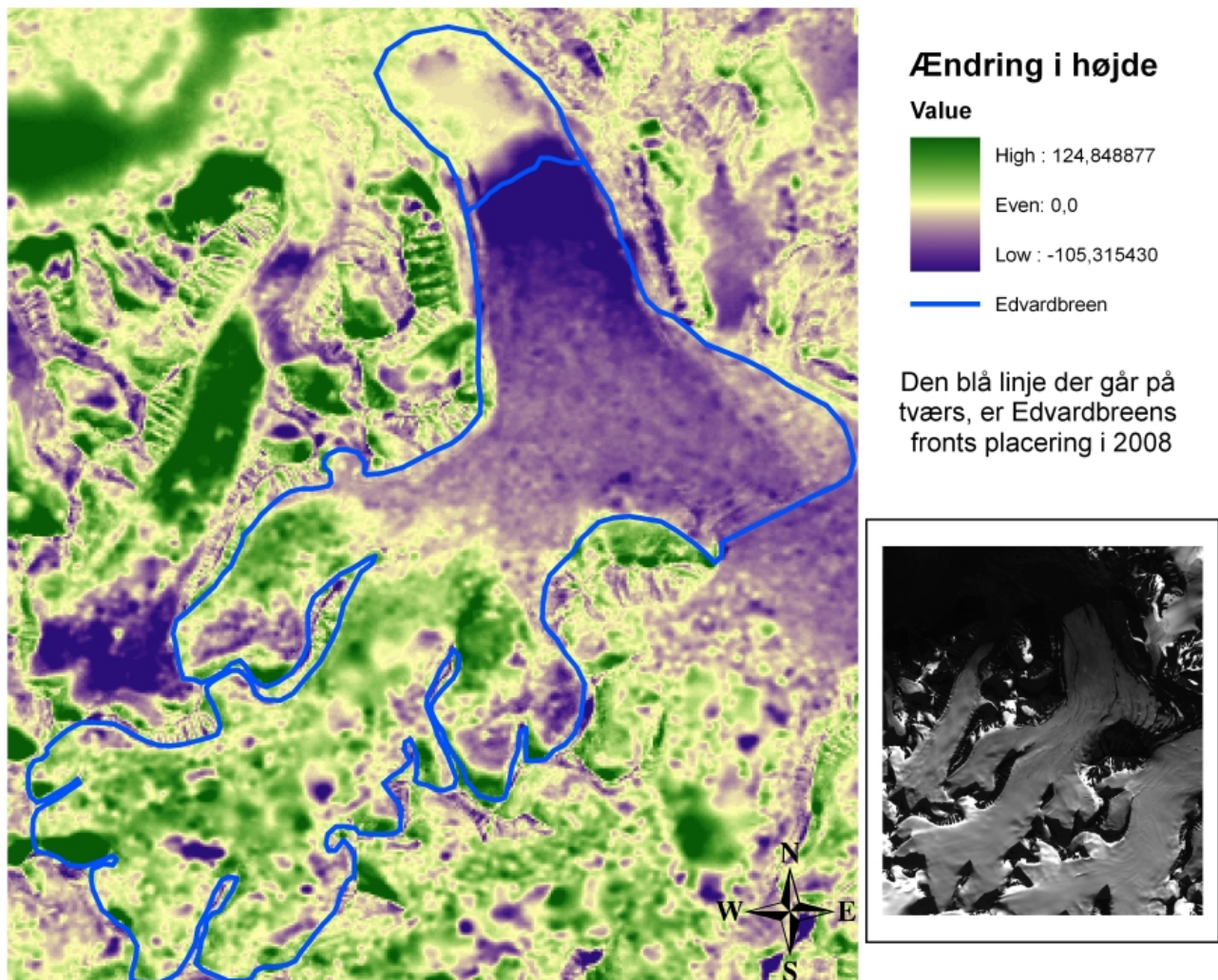
For at vise hvordan volumen af gletsjeren har ændret sig over tid, er der blevet lavet flere figurer i Surfer og ArcGIS. Dette er gjort ved simpelt at trække DEM'er fra hinanden således, at den resulterende DEM viser differencen i meter over tid (3.3). Ændringen i volumen fra 1936 til 1990 ses på figur 6.8, hvor der er en tydelig akkumulation i det meste af akkumulationszonen på mellem 20 og 50 meter, og enkelte steder helt op til 90 meter, på nær lige omkring den antagede ELA, hvor det ser ud til, at ændringen er tæt på 0. Desuden er der i den øverste del af ablationszonen og ude ved morænesystemet også akkumuleret omkring 20 – 40 meter i højden. Det eneste sted, hvor der er et betydelig massetab, er i det nederste af ablationszonen og ved fronten. Ved fronten er massetabet til gengæld også stort, helt op imod 90 – 100 meter. Denne ændring har betydet, at Edvardbrens massebalancegradient er steget over tid.



Figur 6.8 viser ændringen i volumen fra 1936 til 1990 i højdemeter. Udarbejdet i Surfer på baggrund af digitaliseret konturlinje kort fra 1936 og DEM data fra 1990. (© Norsk Polarinstitut).

Som det ses på figur 6.9 er ændringen i volumen fra 1990 til 2008 også relativt tydelig. Det er især nede ved fronten af gletsjeren og oppe i hele akkumulationsområdet, at ændringen i masse er særdeles tydelig. Således er der nede ved fronten en negativ ændring i den geodætiske massebalance på 35 - 55 meter og i store dele af akkumulationsområdet, er der en positiv ændring på 5 - 20 meter. Overordnet set er der både negativ og positiv ændring i den øvre del af gletsjeren dog klart overvejende positiv og i den nedre del af gletsjeren, er der udelukkende negativ ændring med klart størst koncentration ved gletsjerfronten. Ude i moræneområdet mod øst findes også en negativ ændring over de sidste 18 år, dog er denne mindre med omkring 15 - 25 meter. Ændringen fra 1990 til 2008 betyder, at Edvardbreen får en større massebalancegradient, hvilket vil sige,

Ændring i højde fra 1990 til 2008

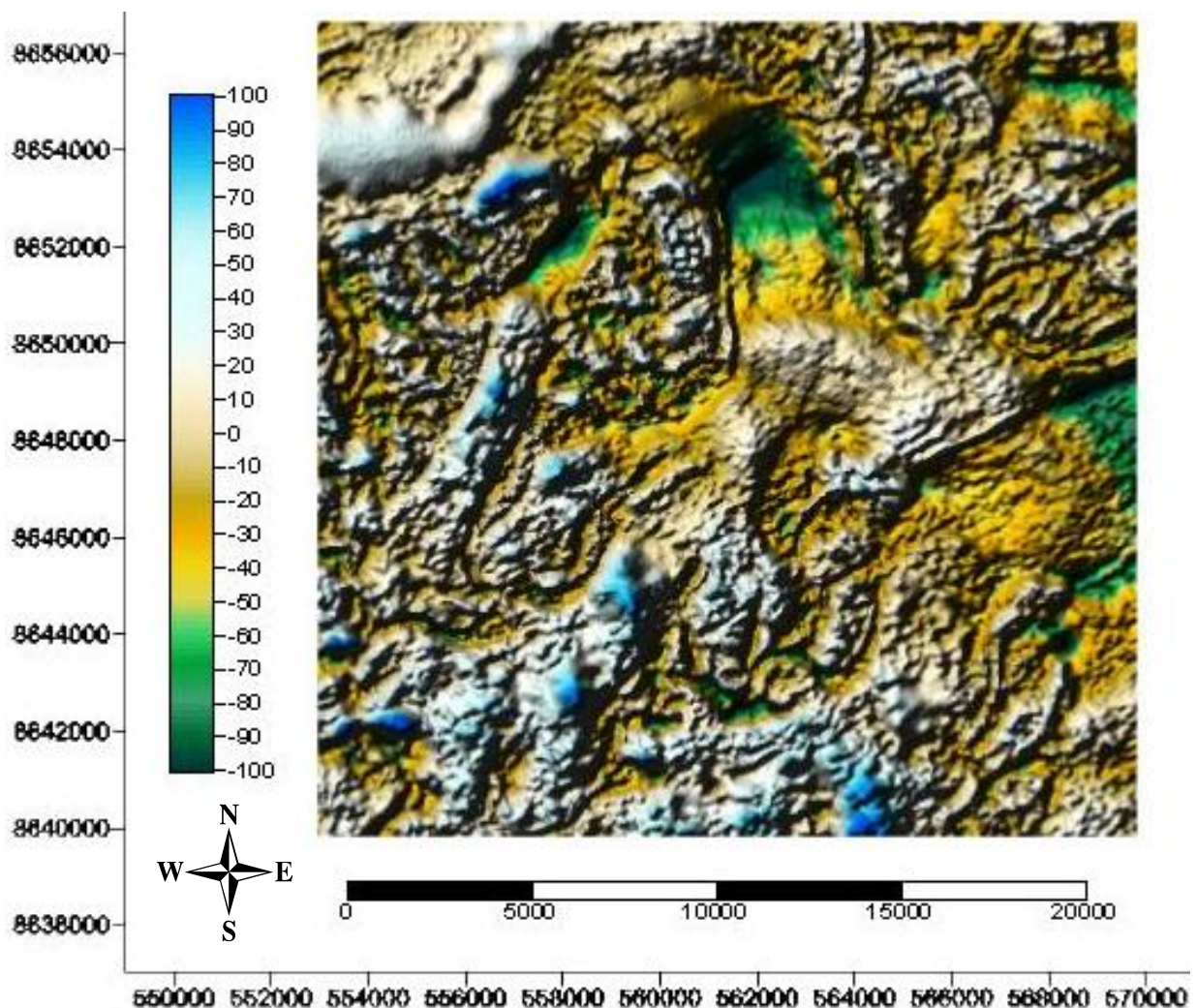


Figur 6.9 Viser ændringen i volumen fra 1990 til 2008 i højdemeter og et SPOT 5 billede af Edvardbreen fra 2008. Den blå linje indikerer Edvardbreens omrids. Udarbejdet i ArcGIS på baggrund af DEM fra 1990 og 2008. (© Norsk Polarinstitut og SPOT 5).

at gletsjeroverfladen bliver stejlere. Dette kan have stor betydning for den overordnede is flux og dermed selve massebalancen af gletsjeren.

For at få overblik over den samlede ændring i volumen siden 1936, er figur 6.10 blevet genereret. På figuren ses det at akkumulationen måske er knap så udbredt, i forhold til mellem 1936 og 1990. Til gengæld er akkumulationen ved de få steder, hvor den "topper", i den øverste del af akkumulationszonen, muligvis blevet endnu større. Tendensen er dog stadig den samme i dette område af gletsjeren, og området lige over den antagede ELA, har stadig en ændring på omkring 0 meter i gennemsnit. Det øverste af ablationszonen har stadig en masse forøgelse, dog knap så stor som mellem 1936 og 1990, og det samme gør sig gældende for området ved morænesy-

stemet. Ved fronten ser ændringen ud til at være blevet endnu større end på figur 6.8, hvilket tyder på yderligere massetab ved fronten.

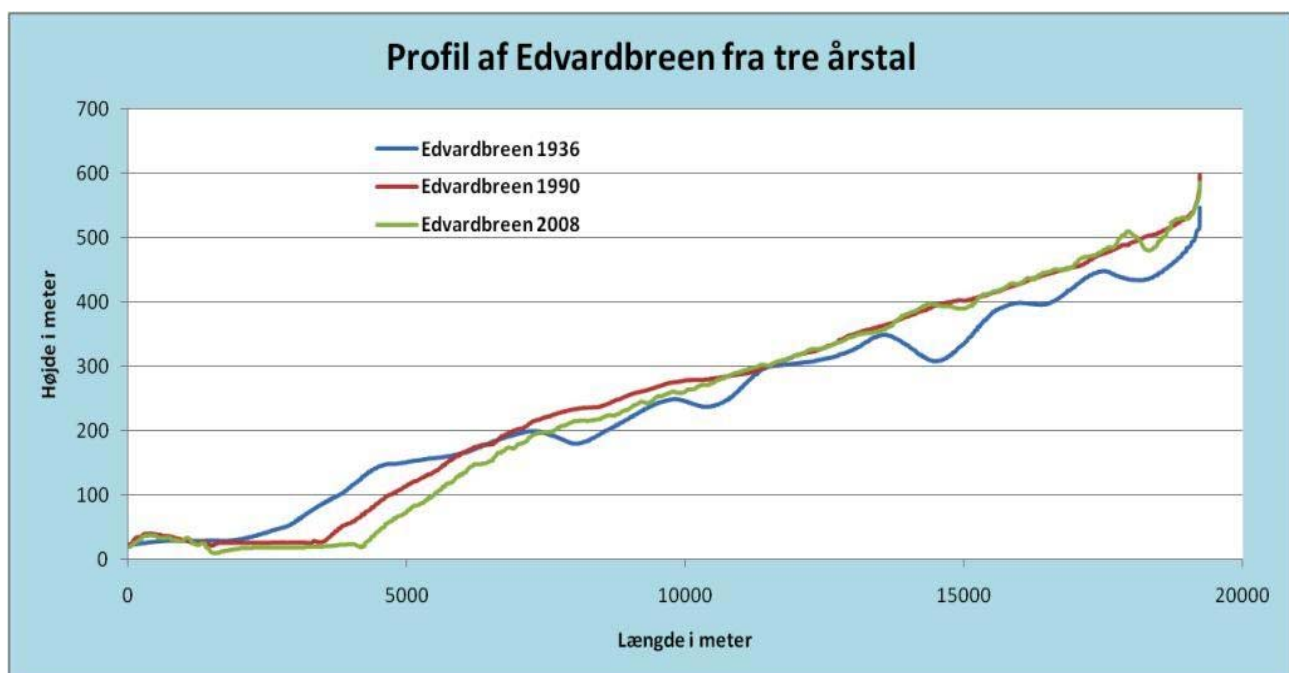


Figur 6.10 viser den samlede volumenændring mellem 1936 og 2008 i højdemeter. Udarbejdet i Surfer på baggrund af digitaliseret konturlinje kort fra 1936 og DEM data fra 2008. (© Norsk Polarinstitut).

Dataene har en vis fejlmargen (3.3) og disse skal derfor tages som et estimat. At dataene har en vis generel validitet kan dog bestemmes ud fra Kroppbreen, som ligger til vest for Edvardbreen. Ifølge Sund et al. (2009) har der inden for 1990 - 2006 været en masseforskydning nedover Kroppbreen ud fra data fra DEM'er, og deres data stemmer nogenlunde overens med de volumenændringer på Kroppbreen der er observeret i virkeligheden. Deres data er blandt andet baseret på DEM'er fra NPI fra 1990, som har en vertikal nøjagtighed på $\sim \pm 2$ meter root mean square (rms) i flade områder og $\sim \pm 6$ meter rms i stejle områder (Nuth et al. 2007; Sund et al. 2009). Eftersom dataene fra 1990 i dette projekt, fra NPI, er fra samme originale datasæt, må der være

samme nøjagtighed på disse data. For dataene for Heer Land fra 1936 anslår Nuth et al. (2007) at nøjagtigheden er $\sim \pm 11.61$ meter i den øvre del, hvor nøjagtigheden skulle være lavest. Disse data er blevet genereret ud fra konturlinje kort, på samme måde som ved Edvardbreen i 1936, så den samme nøjagtighed forventes her.

Det fremstillede højde og længdeprofil af Edvardbreen fra 1936, 1990 og 2008, er lavet for at kunne følge gletsjerens udvikling. Denne kan ses på figur 6.11 og er fremstillet som forklaret i afsnit 3.2. Da denne figur er lavet ud fra de samme data som figur 6.8, 6.9 og 6.10, vil der også være de samme fejlkilder her, og kurverne i figur 6.11 skal derfor også tages mere som en trend end en nøjagtig gengivelse af gletsjerens udvikling. Desuden er disse kurver lavet over en centerlinje på gletsjeren, og giver derfor kun et billede af gletsjerens udvikling lige netop på denne linje. På figur 6.11 ses det at Edvardbreen i 1936 var længere og tykkere ved terminus end de to andre år, dog var der også knap så megen masse i toppen af bassinet. Forskellen mellem 1990 og 2008 er ikke til at se i toppen af bassinet, men gletsjerfronten har trukket sig tilbage og er blevet tyndere.



Figur 6.11 Viser et højde og længdeprofil af Edvardbreen fra 1936, 1990 og 2008. Lavet på baggrund af digitaliseret konturlinje kort fra 1936 og DEM data fra 1990 og 2008 (© Norsk Polarinstitut).

6.2 Morænesystemets opbygning

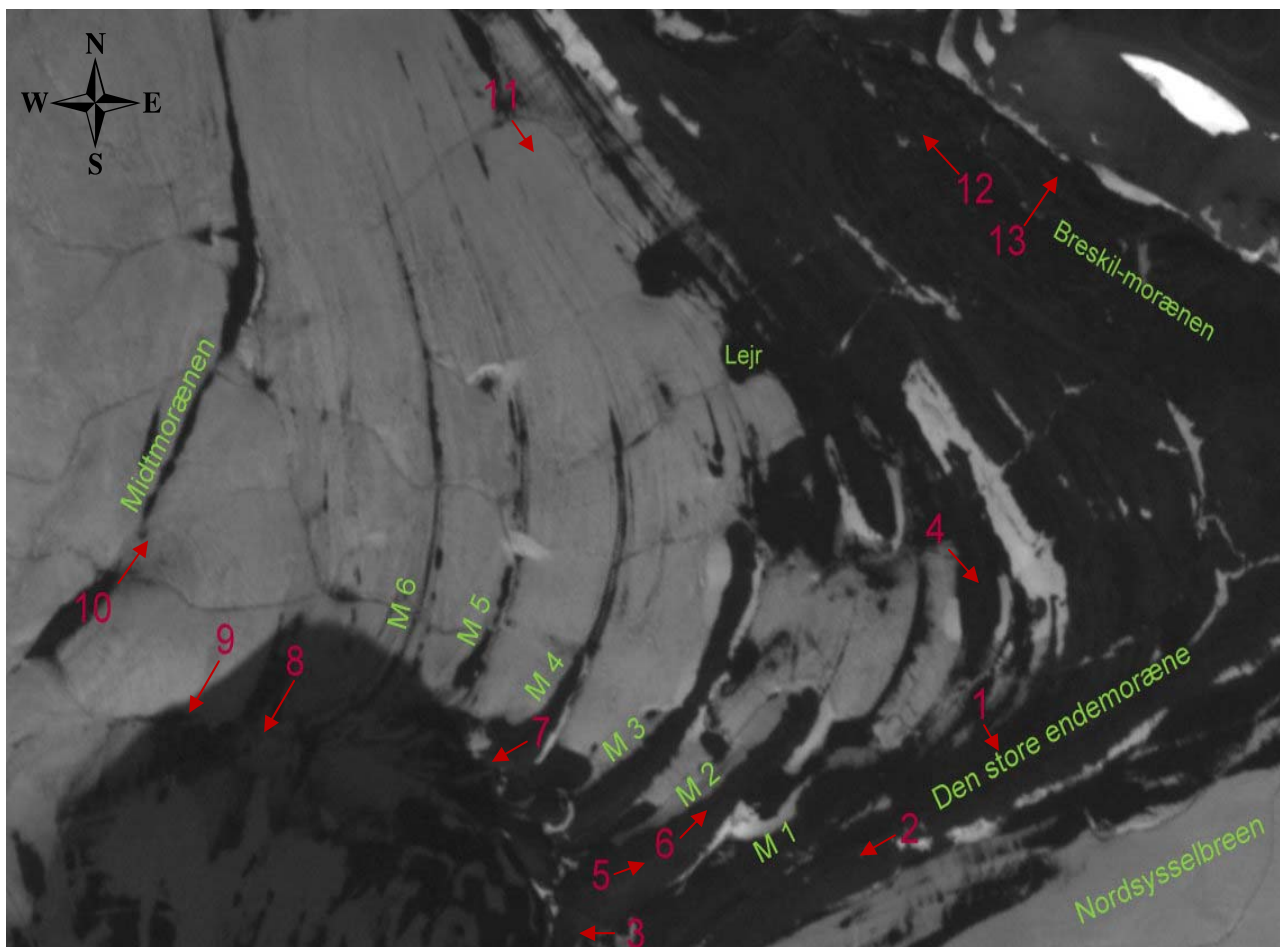
Moræneområdet blev dokumenteret over 5 dage i august, hvor der blev taget billeder af morænerne, deres opbygning, materialet deri, plantelivet og hvad der ellers var af interessante emner. Formålet med denne "dataindsamling" var at få bekræftet eller afkræftet, hvad der var blevet observeret på flybillederne, og danne et generelt indtryk af hvad der har forårsaget morænesystemet. Da dette er det eneste "indsamlede" data vil der blive lagt stor vægt på at bekræfte dets validitet, det vil sige om der ud fra billederne kan udredes nogle konkrete oplysninger og drages deciderede konklusioner. Dette vil blive gjort ved at sammenligne egne billeder med hvad der er beskrevet i litteraturen (7.2).

6.2.1 Typer af moræner baseret på egne observationer og billeder

Da der blev taget mere end 600 billeder under feltarbejdet, er de relevante billeder blevet tilføjet i appendiks B (cd-rom). Der vil være referencer til nogle af disse billeder og cd'en vil derfor være opdelt i to mapper; én som har billederne der bliver refereret til (inklusiv de billeder der er i selve rapporten) og de resterende billeder som kan være af interesse for læseren, men som der ikke er plads til i selve rapporten.

Alle billederne i appendiks B, vil desuden være tildelt et GPS-tag, som angiver positionen, således at det er muligt at se, hvor billederne er taget henne på selve gletsjeren. Dette GPS-tag stemmer overens med et flag på et af de to digitale kort (appendiks B). Disse kort vil kun være at finde i appendiks B, da de ikke har nogen decideret relevans for selve projektet. Dog kan de hjælpe eventuelle læsere til nemmere at danne sig et overblik over hele interesse-området.

På figur 6.12 ses et billede af morænesystemet på den østlige side af Edvardbreen. Der er sat numre på fra 1 – 13 på figuren således, at det er muligt at se hvor billederne er taget henne og i hvilken retning, og dermed danne sig et bedre overblik over morænesystemets udseende. Desuden bliver de individuelle moræner også tildelt et nummer, således at der herefter vil blive refereret til dem, som henholdsvis M1, M2 og så videre.



Figur 6.12 SPOT 5-billede af morænesystemet ved Edvardbreen fra 2008, med betegnelser. Numrene angiver hvilket billede der henvises til i teksten og pilen angiver retningen. Modificeret ud fra © (Spot 5 2008).

Denne gennemgang af billederne er bygget op således, at der startes fra den store endemoræne på grænsen mellem Edvardbreen og Nordsysselbreen og derefter arbejdes ind mod selve gletsjeren.

Det ses allerede her (fig. 6.13), at den store endemoræne rent faktisk ikke er en klassisk randmoræne. Denne moræne er derimod gletsjeris, der er dækket af et stadig tykkere lag sedimenter, jo nærmere man kommer toppen, hvilket også er tydeligt på figur 6.14. Dette billede er fra toppen af endemorænen, hvor det, for det første, er tydeligt at der ligger et tykt lag sedimenter af samme slags som på figur



Figur 6.13 Billede nr. 1. Viser endemorænen, hvor det ses at der er is under sedimenterne (fotograf Maria Temminghoff 2010).

6.13. Desuden er der 5 toppe på række, som ligger på selve ryggen af endemorænen. Disse toppe var hele vejen hen af ryggen i en diskontinuerlig orden og størrelse. Toppene består af et forholdsvis fint materiale i forhold til underlaget, som består af grovere materiale. Toppene kan være dirt cones (5.3.2) (Drewry 1972), eller der kan være andre forklaringer, som vil blive yderligere diskuteret i diskussionen. Der blev ikke gravet ind i toppene, så det kan hverken udelukkes eller bekræftes at de består af en is kerne. Flere billeder af disse toppe er at finde i appendiks B. Den store endemoræne minder mere om en såkaldt ablationsmoræne, hvor det tykke till-lag isolerer isen herunder fra at smelte (5.3.2). Det var muligt at finde både Lichens og planter på toppen af endemorænen, men da det senere har vist sig, at en diskussion af disse ikke kan lade sig gøre, på grund af manglende data på de resterende "moræner", vil der ikke blive gjort mere ud af det organiske element, end blot at nævne det.



Figur 6.14 Billede nr. 2. Viser nogle toppe på ryggen af endemorænen, muligvis dirt cones. Læg også mærke til mængden af sedimenter på underlaget (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

Figur 6.15 viser et område tæt på bjergsiden bag endemorænen, hvor der er tydelige tegn på differentiell ablation. Især de små bump og huller, indikerer at der er tale om supraglacialt till, da sedimenterne allerførst vil have accelereret smeltningen og derefter isoleret isen i og med at der er kommet et tykkere till-lag. Variationerne i tykkelsen af sedimenterne skaber dette kuperede terræn på grund af veksling mellem smeltning og isolering (5.3.2) (Bennett and Glasser 2009).



Figur 6.15 Billede nr. 3. Her har ablation skabt et stort område fyldt med sedimenter. Muligvis oprinder sedimenterne fra bjergsiden til venstre (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

Endnu et tegn på, at gletsjerens overflade bliver kraftigt påvirket af ablation og sedimenter er vist på figur 6.16. Disse sedimenter kan være transporteret i isen og er derefter blevet transporteret englacialt hele vejen op til overfladen. Grunden til at de dukker op i dette område,

kan være på grund af compressive flow. Dette område er formet lidt ligesom en gletsjer-terminus, og skaber derved en opadgående sedimenttransport, hvilket kædes sammen med thrusts og thrust faults (5.3.1) (Hambrey et al. 1999; Bennett and Glasser 2009).

På morænen bag ved endemorænen (M2) (fig. 6.17), som også var dækket med till, var der desuden en lille kam hele vejen hen af midten ad ryggen, som var hævet omkring 10 cm. i forhold til resten af till-laget. Denne type kam fandtes på alle morænerne i større eller mindre omfang, og deres retning var derfor på tværs af den del af gletsjeren som bevæger sig mod øst. Et nærbillede af dette fænomen ses på figur 6.18, og er en effekt af et aktivt sedimentbånd i gletsjeren, der muligvis går hele vejen ned til bunden. Disse sedimenter kan blive presset op gennem gletsjeren enten via thrust sprækker eller ved opadgående flow, og desuden vil ablation af isen fremme kammens vækst (5.3.2) (Hambrey et al. 1999).

Længere ind mod gletsjeren bærer (M4) præg af at være lidt yngre end den førnævnte, i og med at den ser mere aktiv ud (fig. 6.19). Her ses det tydeligt at der stadig er aktive processer i gang, da sedimenterne bliver presset op og ud til siden, lidt på samme måde som på figur 6.18, bare i meget større skala. Denne moræne består også af noget mere fint materiale i forhold til de tidligere rygge. Som det kan se på figur 6.13., 6.14, 6.17 og



Figur 6.16 Billede nr. 4. Endnu et produkt af ablation. Det ses også at der er is under till-laget (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).



Figur 6.17 Billede nr. 5. M2, som også er dækket med et till-lag. En lille ophøjning ses hele vejen hen på midten af ryggen (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).



Figur 6.18 Billede nr. 6. En lille kam vokser frem på M2 bag endemorænen (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

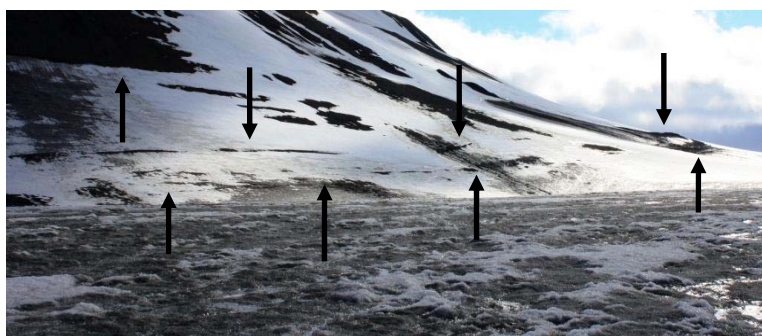
6.18 består disse af noget grovere materiale og større sten blandet med jord og finere sedimenter. På figur 6.19 har dette ændret sig til kun at være små sten, jord og finere sedimenter. Dette kan for eksempel skyldes at denne moræne har en anden sedimentkilde end de førnævnte (Hambrey et al. 1999), således at disse sedimenter kan være subglaciale af afart, og derfor har undergået low-level transport, hvor de bliver forvandlet i form og størrelse i større grad end ved high-level transport, og derfor er nedbrudt mere end ved de forrige moræner (5.3.1) (Boulton 1978; Bennett and Glasser 2009). Disse kunne derfor have en kilde som for eksempel stenskred fra nunataks eller bjergsider, som ville lande på overfladen af isen eller i små sprækker og sedimenterne ville derfor muligvis kun undergå high-level transport, hvorved de ikke bliver nedbrudt til samme grad (5.3.1). For at illustrere den store forskel i sedimentkilde er figur 6.20 inkluderet her. Dette mindre område er dækket med store stykker af klippemateriale, som har en hel anderledes opbygning end den forrige moræne. Dette materiale er identisk med hvad der befandt sig på endemorænen, dog bare i en meget større tæthed. Her er der ikke noget jord og meget få små sedimenter imellem stenene, som der var på endemorænen. Som



Figur 6.19 Billede nr. 7. Moræne (M4) af finere materiale, med en tydelig aktiv kam (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).



Figur 6.20 Billede nr. 8. Samling af større sten der kan spores ovre på den anden side ved den buede form markeret med den højre pil. Den venstre pil viser en potentiel trimline (Fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

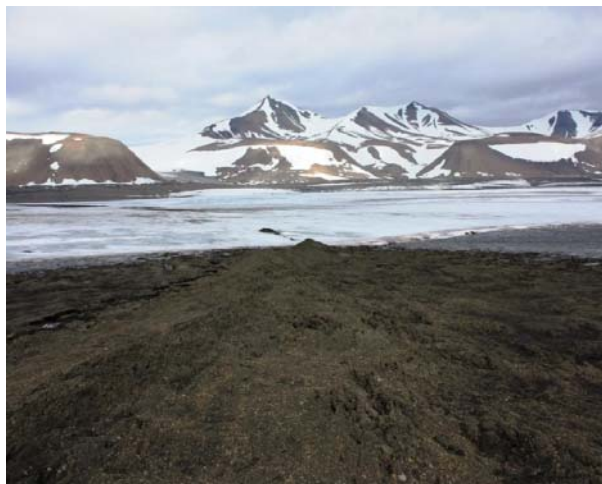


Figur 6.21 Billede nr. 9. To moræner op ad bjergsiden, som kan spores ned til stenbunken på figur 6.20. Læg desuden mærke til grænsen mellem sne og klippe øverst til venstre, som er en mulig trimline (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

det kan ses på figur 6.20, ligger der en smule af det samme materiale ovre på den anden side af en supraglacial smeltevandskanal. Dette indikerer at materialet er blevet aflejret på dette stykke is før denne kanal opstod.

Der er desuden tegn på moræner på bjergsiden af Håfjellet (fig. 6.21), som kan indikere en tidligere udbredelse af Edvardbreen. Den nuværende midtmoræne ses på figur 6.22, hvor retningen er ned mod gletsjerfronten. Denne del af midtmorænen er cirka 70 meter lang og 20 meter bred, og der må derfor være tale om en betydelig mængde sedimenter der enten er faldet ned på gletsjeren som stenskred eller er blevet eroderet fra en nunatak (Bennett and Glasser 2009). Denne midtmoræne kan spores videre, både på billedet og på flybillederne i appendiks A. Morænen består af det samme fine materiale som morænen på figur 6.19, og har ligesom den også en tydelig kam hele vejen hen ad dens ryg.

I det store område mod øst, hvor der var adskillige af disse morænerygge i forskellige størrelser, var isen på samme måde som morænerne bøjet, i den forstand, at der var en foliation af isen over det hele (fig. 6.23). Denne foliation vidner om en anden slags trykpåvirkning end normalt flow (5.3.1). Denne vinkel af foliation giver grund til spekulation, i og med at hovedgletsjeren, som flyder mod nord, har en longitudinal foliation der følger dens bevægelsesretning, hvilket kan ses på billeder i appendiks B. Det er desuden også muligt at se 4 tydelige sedimentbånd, der følger foliationen og endemorænen i baggrunden.



Figur 6.22 Billede nr. 10. Den nuværende midtmoræne, hvor de næste dele ned mod gletsjerfronten tydeligt buer mod venstre (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).



Figur 6.23 Billede nr. 11. Taget mod endemorænen, hvor det tydelig ses at gletsjeren har undergået foldning, og at terrænet er kuperet (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

På den store Breskil-moræne var det tydeligt at se, at denne del af området bar præg af at være noget ældre og mere stabilt. Breskil-morænen er et stort moræneområde der ligger presset op mod Sørbulbreen og Braastadjeldet mod nordøst (fig. 6.1). Her var der meget etableret vegetation i form af både græs, små blomster, lichens og mos. Desuden var der en betydelig større mængde almindelig jord end sten. Der var dog stadig tegn på, at gletsjeren har haft en stor rolle at spille i morænenes udformning, da der stadig kan ses is inde under moræneryggen i midten af billedet (fig. 6.24). Derudover er der mange andre tegn på isens påvirkning; for eksempel er der øverst i venstre side af figur 6.24, en kam der ikke går helt parallelt med ryggen i midten, og derudover også hvad, der i mangel på bedre ord, kan kaldes en mini-drumlin. Det skal også bemærkes hvor kuperet terrænet er, med mange høje og fordybninger.



Figur 6.24 Billede nr. 12. Taget ovenpå Breskil-morænen, hvor der ses is dækket af et tykt sedimentlag i midten af billedet (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

Et andet element der fandtes overalt på morænen, var små søer. Disse søer, hvoraf nogle eksempler ses på figur 6.25, varierede i størrelse fra cirka 1 x 1 meter til 50 x 50 meter, og var alle integrerede dele af morænesystemet. Disse søer har i deres udformning en slående lighed med dødis-søer, det vil sige kettle-holes. Hele landskabet bærer præg af *kame and kettle* topografi, som netop skabes af is der er begravet under sedimenter (fig. 6.24). Generelt var det tydeligt at hele området omkring "morænerne" bar præg af at være påvirket hovedsageligt af ablation. Store arealer af isen var formet af differentiell ablation, såkaldt dirty ice (5.3), hvilket gav isen et mørkere og grovere udseende, på grund af de mange sedimenter heri. De store mængder sedimenter, gjorde også at hele om-



Figur 6.25 Billede nr. 13. Her ses nogle små søer ovenpå Breskil-morænen, feltassistenten er med for skala (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

rådet var meget kuperet. De fleste steder udgjorde sedimenter, små eller større forhøjninger og dirt cones, og desuden var der mange steder, hvor sedimenterne bare formede et stort tæppe af till, hvilket typisk også var lidt højere end den omkringliggende is. Dette betyder at till-laget har været tykt nok til at beskytte det underliggende is, hvilket er en typisk indikator for ablationsmoræner.

Som helhed viste feltarbejdet dermed at der ikke var tale om deciderede randmoræner, men nærmere et stort område påvirket kraftigt af ablation og nogle sedimentrige bånd i isen. Den store endemoræne, M1, M2 og M3 udviste meget ens udseende og opbygning, mens M4, M5, M6 og den nuværende midtmoræne var rimelig ens i deres opbygning. Dog har hele området undergået en form for forandring, i og med at både morænerne og foldningen er bøjet på samme måde.

7 Diskussion – Edvardbreens udvikling og surge-potentiale?

I dette kapitel vil de forskellige data blive diskuteret ud fra den tese, at Edvardbreen er en surge-gletsjer. Diskussionen af Edvardbreens udvikling siden istiden er vigtig for den videre diskussion af anden del, da surge-gletsjernes periodiske svingninger på Svalbard spænder over lang tid. I anden del af diskussionen vil gletsjerens surge-potentiale blive diskuteret, ud fra hvordan den har udviklet sig over tid på baggrund af luftfotos, udarbejdede data og kort samt egne observationer af morænesystemet på gletsjerens østside. Denne diskussion vil derfor være todelt, hvor første del vil bearbejde den del af problemformuleringen, som lyder:

Hvordan har Edvardbreen udviklet sig over tid siden den Lille istid?

Anden del af diskussionen vil arbejde med spørgsmålet:

Er der i morænesystemet beviser for, at Edvardbreen er eller har været en surge-gletsjer?

7.1 Edvardbreens udvikling siden den lille istid vha. flybilleder og klimaændringer

Her i denne første del af diskussionen vil der blive lagt vægt på både de historiske data om Edvardbreen (4.2) og de informationer, der kan hentes fra de udarbejdede figurer og kort i kapitel 6. Ved at kigge på Edvardbreens udvikling over tid i en større skala, vil det være muligt at kunne identificere eventuelle tegn på surge-aktivitet, hvis de findes i så stort et omfang. Det vil desuden kunne give et godt billede af gletsjerens generelle trend over tid, hvilket også vil gøre det lettere at opdage mulige udsving i aktiviteten.

7.1.1 Slutningen af den Lille Istid

Det første registrerede data der er fundet, var fra Geer (1919), hvor Edvardbreen bliver omtalt meget kort, dog er den skitseret på et kort over området ved Sveagruva (fig. 4.6). Figur 7.1 giver et indblik i gletsjerens omfang i 1918, som kan siges at være i slutningen eller lige efter den Lille Istid på Svalbard (Liestøl 1969; Svendsen and Mangerud 1997; Isaksson et al. 2005b). Ifølge både Svendsen and Mangerud (1997) og Hagen et al. (1993) havde de fleste gletsjere på Svalbard deres maksimale udbredelse inden for Holocæn under den Lille Istid, mere specifikt i den sidste halvdel af det 19. århundrede. Hvis det samme antages for Edvardbreen, kan det ud fra det faktum, at der

ikke er tegn på nogen moræne længere borte end den nuværende (fig. 4.7), konkluderer, at denne repræsenterer Edvardbreens maksimale udbredelse under den Lille Istid. Yderligere kan det udledes, at eftersom der ikke er indtegnet nogen moræne længere borte end fronten af gletsjeren (fig. 7.1), var denne i 1918 stadig ikke begyndt at trække sig tilbage fra dens maksimale udbredelse. Denne antagelse underbygges af Liestøl (1969) der rapporterer om, at flere gletsjere har været i nærheden af deres maksimale udbredelse inden for de sidste 100 år. Dette giver os et udgangspunkt for gletsjerens udvikling siden den Lille Istid.



Figur 7.1 Nærbillede af Edvardbreens udbredelse i 1918 (fig. 4.6). Læg mærke til at der hverken er tegnet nogen moræne eller sø ind ved fronten. Lavet ud fra Geer (1919).

Dog er det måske muligt at sige noget om Edvardbreen endnu tidligere. Der blev under den svenske Spitsbergen-ekspedition i 1924 (Cöster 1925) gjort nogle enkelte noter omkring endemorænen ved gletsjeren. Endemorænen er bygget op af flere dele (fig. 4.7); den yderste del, som ser ud til at være mest kuperet i opbygningen og dertil et stort område bagved, som er fladere men stadig kuperet med små fordybninger, der nu er fyldt med vand. Den alleryderste del bliver af Cöster (1925) omtalt, som værende påvirket af vand og velsorteret med kun mindre sten i størrelsen 2 – 3 cm i diameter i forhold til den indre del, som består af mere typisk morænemateriale, der er mere kantet og ikke sorteret (Cöster 1925). For at det yderste af morænen skal være påvirket af vand på denne måde, kan den muligvis være blevet afsat/skabt mens der var vand i Kjellstrømsdalen. Det er den generelle antagelse, at vandstanden flere steder på Svalbard steg til dens nuværende niveau for 1000 – 2000 år siden (Forman 1990; Andersson 2000). Hvis vandstanden steg til dette niveau på det tidspunkt, virker det usandsynligt, at morænen foran Edvardbreen blev afsat i vand, idet den antages, at være fra den Lille Istid, hvor de fleste gletsjere på Svalbard havde deres maksimale udbredelse siden deglaciationen (Svendsen and Mangerud 1997). På trods af dette mener Cöster (1925) at Kroppbreen, der ligger lige til venstre for Edvardbreen (fig. 6.1),

har moræner mod vest, der, i form af bølgeskabte terrasser, udviser tegn på, at være blevet påvirket af Braganzavågen på et tidspunkt, hvor den nåede længere ind i Kjellstrømsdalen. Derfor er det muligt, at morænen foran Edvardbreen også er blevet påvirket af Braganzavågen på et tidligere tidspunkt. En anden årsag kan være, at Edvardbreen under et fremstød i den Lille Istid, skubbe de en gammel strandlinje op, hvor der derfor har været en vis sortering af sedimenter i forvejen, som det er tilfældet ved blandt andet Karlsbreen (Salvigsen and Hogvard 2006) og Ivorybreen (Garwood and Gregory 1898), som begge på Svalbard. Forskellen er dog, at ved begge disse gletsjere blev der fundet marine fossiler, i form af bløddyr og hval knogler. I morænen foran Edvardbreen blev der ifølge Cöster (1925) ikke fundet nogen rester af hverken muslinger, bløddyr eller andet, der kunne være blevet sedimenteret i et marint miljø.

Med viden om at morænen foran Edvardbreen er fra den Lille Istid, og at der ikke er fundet nogen rester af marint liv på morænen, konkluderes det, at denne er skubbet op på et tidspunkt, hvor Braganza vågen var langt nok inde i Kjellstrømsdalen til at påvirke sedimenternes struktur.

7.1.2 Edvardbreens tilbagetrækning

Gletsjerfronten var i 1924 begravet under det inderste af morænen, og der opstod små søer i den fordybning, som blev skabt mellem morænen og gletsjeren (Cöster 1925). Disse søer er ikke indtegnet på kortet af Geer (1919), men der optræder en tydelig sø kaldet Ratjørna, samt en enkelt sø ovenpå selve morænen i 1936 (fig. 6.1), hvilke også ses på figur 4.7 og særlig på figur 6.6. Det udledes derfor, at den store temperaturstigning fra starten af det 20. århundrede (fig. 4.3) har ført til



Figur 7.2 Figur 7.2a Fronten af Edvardbreen og Ratjørna søen i 1961, udsnit af flybillede S61 3210 © Norsk Polarinstitut, hvori der ligger store flager af is og det samme på figur 7.2b fra 2010. Læg desuden mærke til morænen indikeret med sort pil, der muligvis er en transvers thrust moræne (Fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

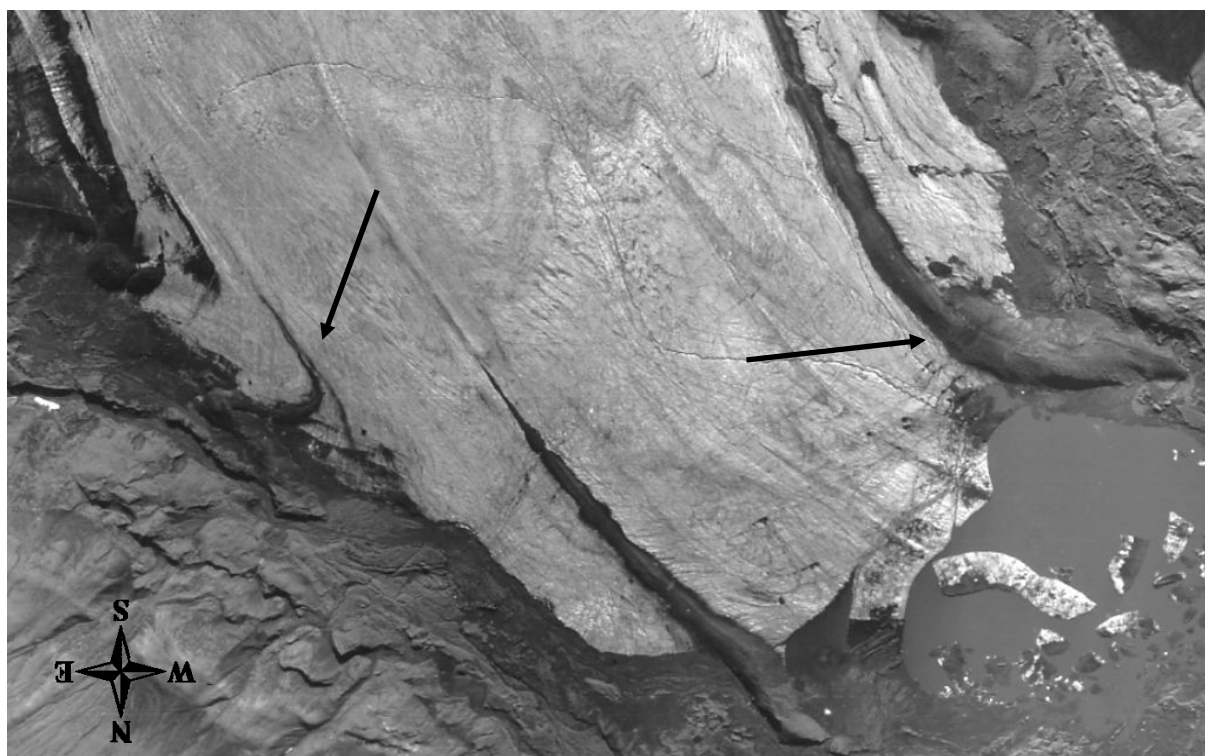
større afsmeltning af Edvardbreens front og dette ekstra smeltevand, har fået de førnævnte søer mellem morænen og gletsjeren til at udvikle sig til den store Ratjørna, sø der eksisterer i dag. På grund af denne sø kan Edvardbreen nu betragtes som en lakustrin kalvende gletsjer (Benn et al. 2007; Boyce et al. 2007) i og med, at der fra tid til anden brækker store stykker is af, som det ses på figur 7.2a fra 1961 og 7.2b fra 2010.

Udviklingen af Ratjørna søen er en meget visuel måde at se Edvardbreens tilbagetrækning på. På C10 kortet fra 1936 (figur 6.1) er søen allerede vokset fra de beskrivelser, der blev gjort i 1924. Hvis der sammenlignes med figur 7.2a, 6.6, 4.5 og til sidst 7.2b, giver det et godt indtryk af, hvor meget gletsjerfronten er svundet ind idet gletsjerfronten kommer længere og længere væk fra selve randmorænen. Desuden forsvinder mere og mere af midtmorænerne i søen, hvilket kun kan forklares ved, at søen bliver større i takt med, at gletsjeren kalver (Meier and Post 1987; Boyce et al. 2007). Dette skyldes til dels et varmere klima men også det faktum, at gletsjeren nu udløber i en sø, der bliver større og større og fremskynder tilbagetrækningen af fronten, fordi tilstedeværelsen af vand fremmer smeltning (Meier and Post 1987; Warren and Aniya 1999; Benn et al. 2007). På figur 7.2a fra 1961 ses der også en større mængde isflager, som er blevet kalvet fra gletsjerfronten. Dette kan i sig selv være en indikation for, at en gletsjer har surget, da en større isbjergproduktion ved tidevandsgletsjere ofte er en indikator for surge (Hagen et al. 2003). Edvardbreen har som nævnt udviklet sig til en lakustrin gletsjer, og disse er som regel mere stabile end tidevandsgletsjere (Warren and Aniya 1999; Boyce et al. 2007). Dog kan det tænkes, at et surge alligevel ville øge kalvingprocessen alene på grund af de mange sprækker, der bliver dannet under et surge. Med en øget mængde sprækker vil kalvingraten ligeledes øges, da disse svækker gletsjerens "modstandsdygtighed" overfor vandets påvirkning (Benn et al. 2007). Der er i Edvardbreens tilfælde ingen konkrete tegn på surge på overfladen, enten i form af sprækker eller tydelige looped moræner, på billederne fra 1961, 1990 eller 2008, men dens tilbagetrækning kan godt have betydet, at flere overfladetegn er forsvundet med tid (Sund et al. 2009). Med dette in mente, er der ikke belæg for at konkludere, at Edvardbreen er en surge-gletsjer alene på baggrund af, at den har kalvet mange isbjerge.

Dog er der nogle interessante midtmoræner i Edvardbreens nedre del, der kan sige noget om dens tidligere bevægelsesmønster. På det topografiske kort fra 1936 (fig. 6.1), er der indtegnet en tydelig midtmoræne, der slår to buer ind i Edvardbreen. På flybilledet fra 1961 (fig. 6.2, fig. 7.3

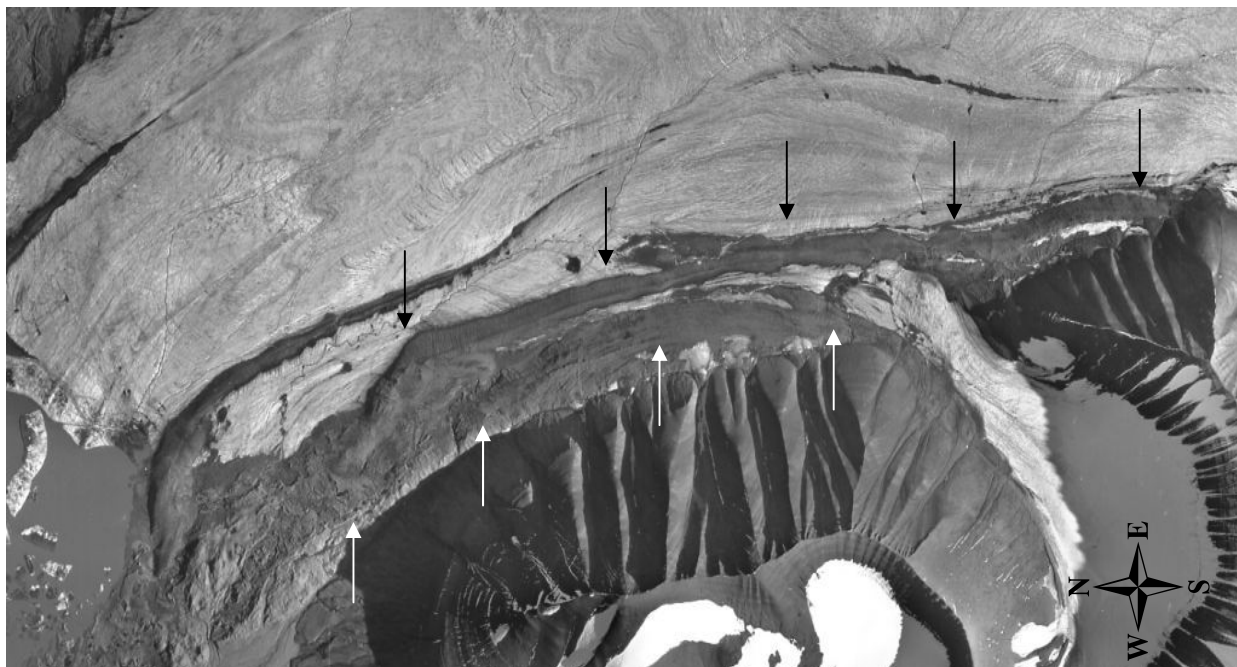
højre pil), er buen nede ved fronten meget tydelig, da den slår et stort knæk og drejer ind i den store randmoræne og således danner et billede, der er næsten identisk med Gronfjordbreen fra 1969, som af Croot (1988) bliver betegnet som en surge-gletsjer og Finsterwalderbreen fra 1936 (Nuttall and Hodgkins 2005). I 1990 er denne bue ødelagt af frontens hurtige tilbagetrækning, og det er derfor ikke længere muligt at se det tidligste tegn på, hvad der kan være et surge, derimod er buen længere oppe på gletsjeren blevet mere tydelig på grund af mere ablation. På SPOT 5 billedet fra 2008 (fig. 4.5) er denne bue blevet mere tydelig på grund af tiltagende ablation. Størrelsen på disse "looped" moræner antyder, at der ikke er tale om store surges, da morænerne ikke har udviklet sig til de store klassiske "looped" moræner (fig. 5.7), der kendetegner almindelige surges (Meier and Post 1969; Raymond 1987; Croot 1988). Da disse moræner ikke i sig selv giver nok bevis for, at de er skabt af surge, må der på dette tidspunkt sættes spørgsmålstegn ved deres buede forms oprindelse.

Til gengæld er morænen ved fronten (fig. 7.3 venstre pil) muligvis det mest tydeligste tegn på, at Edvardbreen har surget. Denne moræne er buet i en form der er klassisk for looped moræner, og stammer fra nunatakken mellem Gletsjer 2 og Edvardbreen. Dens buede form, som minder om dem på for eksempel Hessbreen (Hambrey and Dowdeswell 1997), indikerer, at Ed-



Figur 7.3 Edvardbreens front fra 1961, hvor pilen til venstre indikerer en lille looped moræne og pilen til højre muligvis indikerer en bøjet moræne fra et partial surge fra Hagermanbreen (udsnit af flybillede S61 3210 © Norsk Polarinstitut).

vardbreen på et tidspunkt har surget, og derved skubbet midtmorænen fra nunatakken længere ind mod selve Gletsjer 2. Da surget stoppede igen, har Gletsjer 2 kunnet genoprette sit normale flow, og derved skubbet morænen ud i den buede form (Lefauconnier and Hagen 1991).



Figur 7.4 Edvardbrens front i1961, hvor den omtalte moræne, indikeret med sorte pile, er tydeligt presset helt ud til bjergsiden og den gamle Lille Istid moræne, indikeret med hvide pile (udsnit af flybillede S61 3210 © Norsk Polarinstitut).

Der er dertil en moræne af interesse på flybillederne fra 1961 og 1990 (fig. 6.2 og 6.6), som ligger presset helt ud til den venstre side af Edvardbrens nedre del. Denne moræne (fig. 7.4) ser ud som om, at den udspringer fra bjerget helt til højre, mens selve morænen ikke størrelsesmæssigt passer til denne formodning, især nede ved dens ende, hvor den går sammen med det, der antages at være morænen fra den maksimale udbredelse under den Lille Istid (Hagen et al. 1993). Placeringen af denne moræne er muligvis et produkt af et tidligere surge af Edvardbreen af en vis størrelse i og med, at det vil kræve en større masseudvidelse at skubbe en midtmoræne helt ud til bjergsiden, hvilket dog er normal surge opførsel (Lefauconnier and Hagen 1991). Morænen kan dermed være en tidligere midtmoræne fra nunatakken mellem Edvardbreen og Hagermanbreen, som er blevet presset ud til dens nuværende position muligvis af et surge (Lefauconnier and Hagen 1991). Den ser desuden ud til at have nogenlunde samme opbygning og form som den nuværende midtmoræne fra samme nunatak på grund af dens krumning ved fronten (fig. 7.4).

Herudover er der desuden en mulig transverse thrustmoræne (7.2b) og mange tegn på crevasse traces (7.2b, appendiks B) ved fronten, men disse er ikke blevet undersøgt grundigt nok til, at kunne blive inddraget i diskussionen af Edvardbreens udvikling.

Ud fra flybillederne og det gamle konturlinjekort fra 1936 er det ikke nemt at se andre ændringer, end at gletsjeren har trukket sig tilbage. For at benytte de forskellige overflade former, såsom midtmoræner og foliation af isen, og derudover gletsjerens generelle geometriske ændringer, bruges DEM'en, konturlinjekortene samt højde- og længdeprofilet. Området ved morænesystemet er en helt separat del, og vil derfor først blive diskuteret i afsnit 7.2

7.1.3 1936 – 1990

Den udarbejdede volumenændring fra 1936 til 1990 (fig. 6.8), giver et klart indtryk af Edvardbreens udvikling over de 55 år den spænder. De store positive geometriske højdeændringer i akkumulationszonen, nogen steder helt op til omkring 90 meter, stemmer ikke overens med gletsjernes generelle trend på Svalbard, eftersom de fleste gletsjere har mistet masse siden slutningen på den Lille Istid (Liestøl 1993; Hagen et al. 2003). Temperaturen i perioden 1936 til 1990 har været svingende (fig. 4.3), men den har haft en trend, der faktisk gik mod lavere temperaturer end i 1936, og i 1990 var temperaturen omkring én grad lavere end i 1936. Desuden er nedbøren i denne periode kun steget en lille smule (fig. 4.4). Disse to faktorer taler i sig selv for, at en gletsjer skulle opleve masseforøgelse, hvis gletsjeren i 1936 antages at have været i "steady-state". Dette ville kunne forklare, hvorfor Edvardbreen har oplevet akkumulation i det øvre område. Det kan dog hurtigt afkræftes igen, eftersom gletsjerne på Svalbard generelt har trukket sig tilbage siden slutningen på den Lille Istid, inklusiv Edvardbreen (fig. 6.1, 6.2, 6.6, 4.5 og 6.10), og derfor stadig er i gang med at finde deres steady-state i forhold til det nutidige klima. Der kan godt være lidt forbedrede forhold for akkumulation ved en gletsjer, samtidig med at den trækker sig tilbage og mister masse, hvis dens steady-state kræver at klimaet skal være endnu mere fordelagtigt, tilbage-trækningen vil da bare foregå langsommere, end før de lidt forbedrede forhold.

En forklaring på, hvordan Edvardbreen kan trække sig tilbage og ablationsområdet miste masse, samtidig med de forbedrede klimatiske forhold og en decideret forøgelse af masse i akkumulationszonen, er at Edvardbreen er en Surge-gletsjer, i og med at den følger de beskrevne forhold for en surge-gletsjer i den inaktive fase, hvor især akkumulation i et reservoirområde på

grund af en lav is flux er tydelig i Edvardbreens tilfælde (Meier and Post 1969; Kamb et al. 1985; Raymond 1987). Dog udgør det øverste af ablationszonen og området ved morænesystemet i øst (fig. 6.8), en potentiel ”trussel” mod denne tese, i og med at de udviser anderledes opførsel, end hvad der forventes af en surge-gletsjer i den inaktive fase. I disse områder er der begge steder en markant masse forøgelse på mellem 20 og 50 meter, hvor der ifølge teorien omkring surge faserne, burde være masse tab (Meier and Post 1969; Kamb et al. 1985; Raymond 1987). Sund et al. (2009) foreslår at der kan foregå mindre masse forskydninger før selve surget, som da vil blive endnu større, på grund af en mere stabil opbygning af masse. Dette kunne se ud til at være en mulighed ved Edvardbreen, da det også stemmer overens med, at der efter et sådant ”delvist surge”, vil være forsvundet en smule masse fra dets reservoirområde, hvilket er tydeligt lige over ELA'en (fig. 6.8).

Hagermanbreen og Gletsjer 2 har begge to oplevet store masse tilførsler i deres øvre områder, og deres midt og nedre områder følger nogenlunde Edvardbreens udvikling.

Forskellen på 54 år mellem de to kort, der er brugt til at udarbejde figur 6.8, er lang tid, og udover hvad der kan udredes fra flybillederne fra 1961 og 1970, er det ikke muligt at få et mere detaljeret indblik i, hvad der er sket i denne periode rent geometrisk. Med mere data, ville det have været muligt at se, om den masse forøgelse der er i den øvre del af ablationszonen og ved morænesystemet, er blevet transporteret nedover gletsjeren over hele perioden, om det for eksempel kun har taget 3 år eller om der overhovedet er bevis for at det har bevæget sig fra den øvre del af gletsjeren og nedover. Det samme faktum gør sig gældende med hensyn til masse forøgelsen i Edvardbreens akkumulationszone og ved Hagermanbreen og Gletsjer 2. Det skal igen også nævnes at nøjagtigheden af kontur kortet fra 1936, som figur 6.8 delvist er baseret på, er tvivlsom, i og med at datidens teknologi var begrænset, og at præcisionen af konturlinjerne er mindre jo højere op man kommer (3.3)(Nuth et al. 2007).

7.1.4 1990 – 2008

Ændringen mellem 1990 og 2008 er tydelig på figur 6.9. Gletsjerens front og store dele af akkumulationszonen oplever store svingninger i deres masse (6.1.2). Den generelle trend viser en ændring af massen i den nederste del af ablationszonen på mellem 35 – 55 meter, fordi overfladen sænker sig og fordi is fluxen er for lav i akkumulationsområdet til at transportere is ned over gletsjeren til

ablationszonen, hvilket vil sige at gletsjerens overflade både er sunket og har trukket sig tilbage over de sidste 18 år. Den lave is flux er allerede blevet identificeret (7.1.3) i ændringen fra 1936 til 1990 (fig. 6.8). Den midterste del af ablationszonen inklusiv moræneområdet, er sunket knap så meget med 25 meter i gennemsnit (fig. 6.9). Dette betyder egentlig at hele ablationszonen mister masse på grund af både smeltning, lav is fluks og kalving, hvilket, på nær is fluxen, også stemmer overens med generel teori omkring almindelige gletsjere (5.1.1). Dette tab falder jo tættere på ELA'en man kommer, hvilket også er forventeligt ifølge massebalance teorien (5.1.1). I akkumulationszonen er der en positiv ændring (6.9), hvis struktur dog ikke er lige så karakteristisk som i ablationszonen, i og med at der er mange steder, hvor der også er pletvis geometrisk ændring i form af sænkning af overfladen. Denne uklare trend kan muligvis forklares ud fra det faktum, at akkumulationszonen på gletsjere har større unøjagtighed i fotogrammetrisk udarbejdede data, på grund af lavere kontrast i den helt hvide sne i forhold til det mere beskidte is i ablationszonen (Nuth et al. 2010).

Da dette er en ændring over 18 år, kan klimatiske svingninger udelukkes, i og med at temperaturen kun er blevet varmere i den periode og nedbøren faktisk er blevet en smule mindre (Førland et al. 2009). Dette taler imod en klimatisk styret massetilførsel i akkumulationsområdet og denne må derfor tilegnes en anden årsag. Denne type ændring, hvor akkumulationsområdet oplever en større massetilførsel end normalt, på grund af at is fluxen ikke transporterer nok is væk og resulterer i en øget massebalance gradient, er typisk opførsel for en surge-gletsjer i den inaktive fase (Meier and Post 1969; Sharp 1988), hvor is fluxen kan være for lav til at transportere is væk fra akkumulationsområdet (5.2) og der opstår derfor en opbygning af masse på trods af varmere temperaturer og mindre nedbør. Dog skal det siges, at de klimatiske data er fra Lufthavnen ved Longyearbyen, som ligger et stykke fra Edvardbreen, og der kan derfor forekomme forskelle. Der falder mere nedbør på den østlige side af Svalbard (4.1), så det er muligt, at nedbøren ikke har fulgt helt samme mønster som ved lufthavnen på figur 4.4. Dette faktum gør det også umuligt at sige med sikkerhed, at der ikke har været en øgning i nedbør i området ved Edvardbreen. En anden måde der kan akkumuleres sne på, er ved at vinden transporterer det (5.1.1), hvilket heller ikke kan afvises, sker ved Edvardbreen, da der ikke er blevet gjort grundige meteorologiske observationer herom. Dog fremhæver Førland et al. (2009) Sveagruva og Longyearbyen, som de to målestationer med mest kontinentalt klima, og på trods af at Sveagruva har en lavere gennemsnits

vintertemperatur, antages det, at den klimatiske forskel på de to steder, ikke er stor nok til at ændre på den trend, der taler for at Edvardbreen kan være en surge-gletsjer.

I området, hvor morænesystemet befinder sig, er der en meget uniform negativ ændring i geometrien på i gennemsnittet 20 meters sænkning af overfladen (fig. 6.9). Der er dog et sted hvor denne ændring er over dobbelt så høj, på omkring 45 meter, men dette tilskrives en tidligere supraglacial smeltevandsflod, der med tiden har skåret sig længere og længere ned i gletsjeren. Ændringen på "morænerne" i forhold til isen ved siden er næsten ens, og det er derfor meget svært, at sige om der er større eller mindre ændring på morænerne eller ved siden af.

To andre gletsjere udviser også interessante udviklinger (fig. 6.9). Hagermanbreen og Gletsjer 2 viser begge tegn på forskydning af masse. Hagermanbreen har på de sidste 18 år haft en geometrisk overfladesænkning i dens øverste område, på omkring 10 – 20 meter (fig. 6.9). Der er en masseforøgelse på midten af denne gletsjer, som nogenlunde tilsvarende masse tabet, mens der i den del af gletsjeren der flyder ind i Edvardbreen, har været en geometrisk overfladesænkning også på omkring 10 – 20 meter. Gletsjer 2 viser nogenlunde samme masseforskydning fra toppen af akkumulationszonen og nedover gletsjeren, dog med en lidt større forøgelse. Et sådant mønster i fordelingen af masse tab og masse forøgelse ses kun ved surge-gletsjere, der befinder sig i starten eller andet stadie af et surge (5.2) (Sharp 1988), som for eksempel ved Nataschabreen og Ragna-Mariebreen (Sund et al. 2009). Hvis dette havde været på grund af nedbør, ville fordelingen ikke være centreret omkring de midterste dele af de to sidegletsjere, men nærmere spredt ud over hele akkumulationsområdet. At Hagermanbreen og Gletsjer 2 viser disse tendenser, betyder at der højst sandsynligt ikke er tale om mere nedbør i akkumulationszonen af Edvardbreen, som tidligere omtalt, for da ville akkumulationszonerne ved de to andre gletsjere vise samme tendens. Det er en forholdsvis tydelig masse forskydning der er foregået på Hagermanbreen og Gletsjer 2, og den er nogenlunde sammenlignelig med den forskydning af masse, der er foregået på Kroppbreen (Sund et al. 2009). Ændringen over de 18 år, er meget tydeligere for Kroppbreen, og der kan derfor sås tvivl om, hvorvidt forskydningen ved de to sidegletsjere, er deciderede surges, eller om det bare er et delvist surge eller om der er tale om en helt tredje mulighed. Dog er der ikke nogen "opskrift" på hvor stor en masseforskydning skal være for at være et surge. Et element der taler imod at de to sidegletsjere skulle være i gang med et helt eller delvist surge, er mangelen på sprækker på overfladen. Der er ingen sprækker at se i toppen af akkumulationszonen eller ned-

over gletsjerne, hverken på flybillederne fra 1961 (fig. 6.3, 6.4), fra 1990 (fig. 6.7) eller fra SPOT 5 billedet fra 2008 (fig. 4.5). Dette udelukker et fuldt surge-scenario, da der næsten altid er mange sprækker herunder, men et delvist surge kan godt foregå uden nogen tydelige sprækker (5.2), og det kan derfor konkluderes at Hagermanbreen og Gletsjer 2 i perioden 1990 til 2008 har været i gang med et delvist surge. Desuden bevirker surge-opførselen af de to gletsjere, at muligheden for at Edvardbreen har surge-potentiale, bliver større.

Surge-gletsjere på Svalbard ser ud til at være kendetegnet af nogle specifikke forhold, såsom; et svagt underlag og et langt stejlt profil (Hamilton and Dowdeswell 1996; Jiskoot et al. 2000). I området omkring Edvardbreen, er der mange surge-gletsjere; Bakaninbreen, Paulabreen, Skobreen, Kroppbreen, Nordsyssebreen og Inglefieldbreen (Hagen et al. 1993; Jiskoot et al. 2000; Sund et al. 2009), hvilket må betyde at der i dette område er god sandsynlighed for, at blandt andet faktoren omkring underlaget bliver mødt. Dette stemmer også overens med områdets geologiske alder, som er et af de yngste geologiske områder på Svalbard (fig. 4.2) (4.2.2). Kombineres denne viden med, hvad der godt kunne ligne et start eller mellemstadium i et surge fra Hagermanbreen og Gletsjer 2, må der siges at være et forholdsvis højt surge-potentiale for Edvardbreen.

7.1.5 1936 – 2008

Ændringen i den samlede volumen over de 72 år, afspejles i figur 6.10 af, at være blevet lidt mindre, undtagen i akkumulationszonen, i forhold til hvad den var fra 1936 til 1990, dette stemmer godt overens med figur 6.9, hvor alt undtagen store dele af akkumulationsområdet oplever massestab. Årsagen til dette massetab, skal højst sandsynligt findes i den øgede temperaturstigning, der er sket fra 1990'erne og frem (fig. 4.3) og den lidt mindre mængde nedbør i samme periode (fig. 4.4).

Et interessant faktum, som er tydeligt på 6.10, er at Hagermanbreen ser ud til, at have været udsat for en masseforskydning fra det øverste område og nedover, koncentreret ude i den venstre side af gletsjeren. På figur 6.8 er det store dele af dens øverste område der oplever en forøgelse af masse, mens der på figur 6.9 er massetab i det helt øverste område og forøgelsen er rykket lidt længere ned. Det er denne proces, der har påvirket den endelige massebalance (fig. 6.10) således, at der er foregået en større masseforskydning nedover, og et begyndende massetab i det øverste område. Dette scenarie er et tydeligt tegn på surge opførsel, men mangelen på

sprækker (fig. 6.3, 6.4, 6.7 og 4.5) tilsiger at dette surge, med stor sandsynlighed, er et delvist surge (Sund et al. 2009). Tegn på at Hagermanbreen har surget helt eller delvist, er genkendelige på flybillederne fra både 1961, 1990, 2008 og også helt tilbage fra 1936. Årsagen er den bugtende midtmoræne, der følger gletsjerne hele vejen ned til fronten. Der er som tidligere nævnt (7.1.1), tegn på at de buede moræner, kunne være skabt i forbindelse med surge, men først efter at have diskuteret Hagermanbreen's geometriske overfladeændringer over de sidste 72 år, er det muligt at bekræfte den som værende en surge-gletsjer. Størrelsen på de buede moræner er endnu en indikation på, at der muligvis er tale om delvist surge, da masse forskydningen ikke kommer langt nok ned til at skubbe midtmorænen længere ud (Sund et al. 2009). Antallet af disse små buede moræner, indikerer også at der er foregået flere af disse delvise surges.

Der er en forholdsvis tydelig trend fra 1936 og til 2008 (fig. 6.11). Hele akkumulationszonen har siden 1936 oplevet en forholdsvis stor masse forøgelse, hvis vi antager at ELA ligger ved cirka 300 meter (4.2). Denne ELA er dog et estimat ud fra forskellige faktorer, alle efter 1990, og den er derfor ikke helt repræsentativ for 1936 linjen på figur 6.11. Dette skyldes at den årlige gennemsnits temperatur på Svalbard er steget med mere end $1\frac{1}{2}^{\circ}$ C. siden 1936, på trods af at der på det tidspunkt var et temperaturmæssigt opsving (Førland et al. 2009). Det må derfor forventes at ELA'en har ligget lidt lavere i 1936 end hvor den antages til at ligge nu. Forøgelsen siden 1936 ligger gennemsnitligt på omkring +50 meter (fig. 6.11). Mens der ud fra profilen (fig. 6.11) ikke er nogen tydelig forøgelse mellem 1990 og 2008 i akkumulationszonen, er der sket en klar negativ ændring fra gletsjerfronten og helt op til den antagede ELA. Her er der en tydelig ændring i den øverste del af ablationszonen, hvor det kan ses, at der i 1990 og 2008 var mere masse end i 1936, mens der i den nederste del af ablationszonen (fronten) er en meget tydelig tilbagetrækning, både i masse og i længde.

Akkumulering af masse i både akkumulationszonen og det øverste af ablationszonen, er resultatet af noget andet end den generelle klimatiske udvikling. Forklaringen kan igen være at Edvardbreen er i gang med at bygge masse op til et surge (Nuth et al. 2010). Udviklingen hænger godt sammen med Hagermanbreen og Gletsjer 2's delvise surges. Grunden til at Edvardbreen ikke er nået lige så langt i dens mulige surge cyklus, kan tilskrives det varmere klima over de sidste 18 år, som har mindsket akkumulation i forhold til de 54 år før 1990 (fig. 6.9). Temperatur udviklingen

kan dermed have forlænget Edvardbreens inaktive fase, og ændret dens surge cyklus (Dowdeswell et al. 1995; Hansen 2003; Sund et al. 2009).

Et problem med profilen af Edvardbreen (fig. 6.11) er, at den blot er bygget op omkring én enkelt centerlinje (3.3). Dette giver et meget smalt referenceområde, og der er derfor store potentielle fejlkilder. Derudover er 1936 linjen baseret på interpolation af meget få data (3.3), hvilket også kan forklare hvorfor linjen svinger meget mere. Profil linjen fra 1936 antages derfor at være stærkt påvirket af mangelfuldt data.

Dette ændrer dog ikke på opfattelsen af Edvardbreens mulige surge-potentiale, i og med at den trend gletsjeren udviser mellem 1990 og 2008 (fig. 6.9) stadig peger i retningen af opbygningen af et surge. Det konkluderes derfor ud fra de bearbejdede og diskuterede data, at Edvardbreen er en surge-gletsjer og den er i den inaktive fase, hvor den er i gang med at opbygge masse.

7.2 Mulige surge ud fra egne observationer

Det første der blev observeret under feltarbejdet, var at der var is lige under alle de antagede moræner. Det tykkeste lag sedimenter var på toppen af den store endemoræne (fig. 6.13, 6.14), og på de efterfølgende moræner blev laget stadig tyndere og tyndere. Ud fra dette faktum, konkluderes det, at der ikke er tale om almindelige randmoræner skubbet op af den fremadrykkende gletsjer, som det blev formodet ud fra flybillederne. Derimod er der tale om, at morænerne er skabt af sedimenter i isen (sedimentbånd) (fig. 6.23), hvor sedimenterne bliver presset op og ud til siden over tid (fig. 6.18, 6.19), hvilket derved kontinuerligt gør morænerne bredere.

7.2.1 Morænernes opbygning

Disse midtmoræner ser ud til at bestå af flere forskellige slags sedimenter; den store endemoræne (fig. 6.12) består af et miks dårligt sorteret sediment af; større, grovere, kantede sedimenter, større rundere sedimenter, semirundede sedimenter og helt fine sedimenter i form af sand og jord (fig. 6.13, 6.14) det vil sige, næsten af alle former for sedimenter og betegnes derfor som diamicton (Bennett and Glasser 2009). Denne store variation i både størrelse og form, tyder på at disse sedimenter er subglaciale i deres oprindelse (Hambrey et al. 1999; Hambrey and Glasser 2003; Hubbard et al. 2004) og kan derfor benævnes som en till. Dette bliver blandt andet bakket op af at till'en har en lidt rundet karakter, hvilket skyldes dets low-level bearbejdning og deformation og af fund af større sten med skurestriber (fig. 7.5), som også er en god indikation af, at det har undergået subglaciale processer. Det er også klart, at noget af materialet stammer fra enten stenskred eller fra et septum, hvor to gletsjere støder sammen (5.3.2), på grund af de mange skarpt kantede sedimenter, som



er typisk for begge disse kilder (Anderson 2000).

Figur 7.5 Sandsten med skurestriber i alle retninger, fundet i diamicton på den store endemoræne (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

Der skal ifølge Hambrey and Glasser (2003) være et blødt og geologisk svagt underlag, for at diamicten skal kunne inkorporeres i isen, og derefter transporteres gennem gletsjeren. Hvis

konklusionen om at den store endemorænes materiale er transporteret fra bunden af gletsjeren og op er rigtig, vil dette også bekræfte antagelsen om at underlaget under Edvardbreen, har de nødvendige egenskaber for at gletsjeren har surge-potentiale (7.1.4). Selve lithologien af sedimenterne understøtter også antagelsen, i og med at diamicten hovedsageligt består af skifer og sandsten, hvilket også stemmer overens med den geologiske profil af området (4.2.2). Skiferen og sandstenen har undergået knap så meget metamorfose, og er derfor noget svagere i deres struktur, hvilket blandt andet også gør dem mere modtagelige overfor periglaciale processer som frostsprængning.

Der ses et nogenlunde identisk mønster ved både M 1, 2 og 3 (fig. 6.12), hvor der er stor variation i till'en, dog bliver der mindre og mindre af de helt store sten og mere af det lidt finere materiale (fig. 6.17, 6.18), jo længere ind mod midtmorænen man kommer. Dette kan skyldes at sedimenterne er blevet mere udsat for frostsprængning (Walder and Hallet 1986), eller at der ganske enkelt ikke er blevet transporteret lige så mange, af de store sten op gennem gletsjeren endnu, da disse moræner nok også er yngre, grundet deres placering i forhold til den store endemoræne (fig. 6.12) og derfor ikke er nået lige så langt i deres udvikling.

De følgende M 4,5,6 og midtmorænen (fig. 6.12) indikerer et skift i sedimenttypen, fra en blanding af større og mindre sten til næsten udelukkende små sten og sedimenter (fig. 6.19, 6.22). Disse er dog stadig dårligt sorteret og varierer meget i form og lithologi (fig. 7.6). De er desuden semikantede og semirundede, hvilket indikerer at de er blevet udsat for en vis bearbejdning af gletsjeren. Disse sedimenter bliver derfor også klassificeret



Figur 7.6 Diamicton fra midtmorænen. Læg mærke til at der er både lerpartikler og større sten, og at disse er semirundede og semikantede (fotograf Lars Elmkær Hansen 2010).

som diamicton (Hambrey et al. 1999; Hambrey and Glasser 2003; Hubbard et al. 2004), dog er der ingen tydelige skurestriber på stenene på disse moræner. Grunden til dette kan være: at till'en ganske enkelt har en for lille overflade til at skurestriber dannes, at de få sten, hvor der var skurestriber, bare ikke er blevet opdaget eller at denne gruppe diamicter ikke er subglacial i dens oprin-

delse, og har således kun undergået high-level passiv transport (5.3.1), hvor den ikke bliver ændret meget i forhold til dens udgangspunkt (Bennett and Glasser 2009). Årsagen til at M 4,5,6 og midtmorænen består af meget mindre størrelser af till, kan være, at de har en anden kilde (Hambrey et al. 1999) end de større moræner, er blevet nedbrudt subglacialt (5.3.1) eller at disse, af en ukendt årsag, har været mere udsat for frostsprængning, og derfor er blevet nedbrudt til mindre stykker (Walder and Hallet 1986). Selve lithologien er dog også helt anderledes, i og med at disse moræner består, næsten udelukkende, af mørke bjergarter (fig. 6.19, 6.22), mens den store endemoræne og M 1,2 og 3 derudover også består af helt lyse bjergarter (fig. 6.13, 6.14, 6.17, 6.18). Dette kan igen skyldes en anden kilde (Hambrey et al. 1999), eller at midtmorænen og M 4,5 og 6's sediment bånd ikke når helt ned til bunden af gletsjere, hvilket ville betyde at sedimenterne udelukkende stammer fra stenskred eller sediment septum oppe i akkumulationszonen (Hambrey and Glasser 2003). Dog er till'en i dette tilfælde semirundet og semifaceteret (fig. 7.6), hvilket indikerer at dette også bærer præg af subglaciale processer.

Det kan derfor endeligt konkluderes at den store endemoræne, M 1,2, 3, 4, 5, 6 og den nuværende midtmoræne, alle består af subglacialt diamicton (till), som er blevet transporteret op gennem gletsjeren og til sidst er kommet til syne på grund af ablation. Disse midtmoræner, som er blevet skabt af longitudinal foliation (Hambrey et al. 1999; Bennett and Glasser 2009), er desuden også blevet mere prominente, eftersom der er foregået differentiell ablation i hele moræneområdet. Dette har skabt det kuperede terræn som er tydeligt på figur 6.23 (5.3.2). Differentiell ablation er også årsagen til de dirt cones der findes på den store endemoræne, og den tætte afstand mellem de individuelle toppe, kunne indikere en større sedimenttilførsel over længere tid.

7.2.2 Foldning

Morænerne skylder deres form til, hvorledes gletsjeren har bevæget sig over tid, og hvordan den er opbygget geometrisk (5.3.1). Edvardbreen har en form der minder om den typiske form for dalgletsjere på Svalbard, med flere små akkumulations bassiner, der flyder ned mod en lidt mere snæver gletsjertunge. Denne type gletsjer skaber normalt longitudinal foliation i stor skala (Hambrey et al. 1999), hvilket også er tydeligt i moræneområdet (fig. 6.23), på Edvardbreens østlige side af midtmorænenes videre retning (fig. 7.7) og en smule i Hagermanbreens frontområde (fig. 6.6) Men derudover er der ikke nogen tegn på resten af gletsjerens overflade, der indikerer at

den er blevet udsat for longitudinal foliation, kun foldning af den primære stratifikation (fig. 7.3, 7.4).



Figur 7.7 Område med longitudinal foliation omkring flere potentielle midtmoræner. Læg også mærke til tegn på flere laterale moræner til højre (fotograf Lars Elmker Hansen 2010).

Dog siger Lawson et al. (1994), at der vil være størst foliation ved gletsjer marginerne, da der under almindelig flow er størst forskydningspænding, og dermed også størst forskydningsbelastning i de mere deformerbare marginer. Dette gør at der er mest foliation her og mindre ind mod midten af gletsjeren (Lawson et al. 1994; Hambrey et al. 1999; Hambrey and Lawson 2000). Dette ville kunne forklare, hvorfor der kun er foliation i siderne, men foldningen starter først ved "indløbet" til moræneområdet i øst, hvor den ellers burde have været tydelig fra starten af ablationszonen, hvis den laterale kompression var sket længere oppe (Hambrey et al. 1999). Kilden til denne lokale foliation kunne da tænkes at være Gletsjer 2, da den går fra et stort bredt bassin til en meget snæver tunge lige ned i moræneområdet, hvilket ville skabe foliation (5.3.2),



Figur 7.8 Det inderste af moræneområdet fra 1961, hvor foliation er tydelig. Læg desuden mærke til morænen på bjergsiden indikeret med pile (udsnit af flybillede S61 3211 © Norsk Polarinstitutt).

som var tydelige med det samme, da tungen starter i ablationszonen. Men igen er problemet at den synlige del af tungen fra Gletsjer 2, som går ind i starten af moræneområdet, ikke har nogen foliation. Det samme ses ved Hagermanbreens forløb ned mod fronten, hvor foliationen først bliver klare nede mod fronten (fig. 6.6). Eftersom foliationen er meget tydeligere mod øst og i morænesystemet end på den vestlige side (Hagermanbreen) må det antages at der har været en større trykpåvirkning i dette område (Hambrey and Dowdeswell 1997). Foliationen kan være forårsaget af longitudinal kompression, i og med at Nordsysselbreen agerer som barriere og derved stopper den normale fremdrift, og får isen til at decelerere. Denne form for kompression, vil skabe transvers foliation af isen og give den dets karakteristiske udseende (fig. 7.8) (Hambrey and Lawson 2000; Benn and Evans 2010). Ifølge Hambrey et al. (1999a) er intensiteten af foliation også et produkt af, hvor smal zonen for lateral kompression er og om der er blevet transporteret en stor ismasse nedover uden tilstrækkelig intern deformation, som under et surge. Da Edvardbreens laterale kompressions område måske er knap så smalt som det klassiske eksempel (fig. 5.11), og endvidere er blevet identificeret som surge gletsjer (7.1.5), virker disse to fakta, som de mest logiske forklaringer for den mængde foliation der er på Edvardbreen.

7.2.3 Morænesystemets dannelse

Der kan være flere årsager til, at både morænerne og foliationerne er blevet bøjet på den måde de er, og til at der er så mange moræner i området. Der er syv let genkendelige moræner foruden den nuværende midtmoræne (fig. 6.12), og de inderste af disse (M4,5,6) antages alle ud til at være tidligere AD midtmoræner (5.3.2), da der er tydelige tegn på deres oprindelse, i form af identisk lithologi og opbygning med den nuværende midtmoræne (7.2.1). Ydermere antages det ud fra det faktum, at de resterende yderste moræner (M1,2,3 og den store endemoræne) har en identisk form og bøjning som de inderste moræner, at disse også på et tidspunkt har ligget som midtmoræner fra nunatakken mellem Gletsjer 2 og Edvardbreen. Årsagen til den anden lithologi i de yderste moræner kan være; at disse er blevet skubbet ud under større fremstød, og derfor også har taget materiale med sig fra Håfjellet, at materialet stammer fra subglaciale kilder (7.2.1) eller en kombination af de to.

Hældning

En af årsagerne til at morænerne i det hele taget er skubbet ud kunne være, hvis moræneområdet hælder en smule nedad, i forhold til selve Edvardbreen. Dette ville betyde at Edvardbreen har strømmet normalt ud i området, og at morænerne rent faktisk enten er foldede sedimentbånd, eller midtmoræner fra forskellige kilder længere oppe ad gletsjeren og ikke kun fra Gletsjer 2, hvilket også ville være en forklaring på forskellen i bjergart på de forskellige moræner (7.2.1). Hastigheden af gletsjerens fremstød ville være størst i midten, da der er mindst modstand her, hvilket ville have skabt den buede form. Morænerne skulle da have været "smeltet" frem over tid, og derved skabt det system der eksisterer i dag. Både Breskil morænen og den store endemoræne er dog i samme højde som Edvardbreens hoveddel, hvis ikke højere, og da meget af moræneområdet er påvirket af differentiell ablation, hvilket uden tvivl har øget afsmeltningen i dette område i forhold til hoveddelen af gletsjeren, er den nuværende overfladehældning måske ikke et resultat af den underliggende topografi. Derudover er der ikke tegn på den mængde foliation der ville være ventet ved en ikke-surge-gletsjer, da almindelige gletsjere, med en geometri der minder om Edvardbreens, som regel har en større grad af foliation, end den minimale ved marginerne i dette tilfælde (Hambrey and Dowdeswell 1997). Denne mulige årsag til morænesystemets form er derfor meget usikker, på grund af manglen på foliation på resten af gletsjeren, og da det ikke ser ud til, at området hælder på grund af topografien, men nærmere på grund af ablation.

Surge

Eftersom Edvardbreen er blevet bekræftet til at være en surge gletsjer (7.1.5), og både Hagermanbreen og Gletsjer 2 ser ud til, i det mindste at have været i gang med delvise surges, er det logisk at kigge på morænesystemet og foldningen i området, som en mulig effekt af et eller flere surges. Derudover giver volumenændringerne fra 1936 til 1990 (fig. 6.8) også indikationer på, at en mulig surge front (kinematisk bølge) har bevæget sig ud i moræneområdet indenfor denne periode. Det er dog ikke til at sige, hvornår dette er sket, da perioden strækker sig over 54 år, og der således sagtens kan have været en endnu større positiv højdeændring i 1965, som derefter er faldet stille og roligt, men i 1990 stadig var højere end i 1936.

Det første tegn på at morænesystemet kan være skabt af et eller flere surges er, at foldningen er så lokal, og at den er blevet bøjet på samme måde som midtmorænerne, hvilket vil sige

at den har oplevet samme kraftpåvirkning (Hambrey and Dowdeswell 1997). På gletsjere der ikke er af surge-typen og hvor dens geometri ansporer foldning, vil denne generelt være allestedsnærværende, og ikke begrænset til marginerne eller hvor to gletsjere sammenfletter, som ved surge-gletsjere (Hambrey and Dowdeswell 1997).

Det næste tegn er den buede moræne, som er løftet godt og vel 10 – 20 meter op på bjergsiden af Håfjellet. Dette kan have været sket under et surge fra Edvardbreen, hvor den kinematiske bølge (Meier and Post 1969; Kamb et al. 1985; Sharp 1988) har presset morænen fra nunatakken mellem Gletsjer 2 og Edvardbreen ud til siden og højere op ad bjergsiden (fig. 6.21). Det kan ikke have været fra det tidspunkt under LIA, hvor Edvardbreen nåede sin maksimale udbredelse, for da ville Gletsjer 2 ligeledes have været større, og midtmorænen ville have fulgt den samme rute som den nuværende gør. Et bevis på at dette er en gyldig teori, findes længere nede af gletsjeren (fig. 7.3), hvor en lille looped moræne indikerer, at Edvardbreen på et tidspunkt har surget (7.1.2) og at den derfor også er i stand til at skubbe midtmorænen op på bjergsiden. Det skal dog siges at denne buede moræne også kan være en lateral moræne fra et tidspunkt, hvor Gletsjer 2 ligeledes har været større, og teorien om, at morænen er skabt af surge er derfor ikke endegyldig.

Morænen der går op på bjergsiden består af det samme materiale (fig. 6.20) som den store endemoræne og M 1,2 og 3, hvilket vil sige at kilden til de større sedimentter i disse moræner (7.2.1) muligvis kan være fra Håfjellet. Dette betyder at morænerne kan være opstået på samme måde via et eller flere surges, bare på forskellige tidspunkter og i forskellige størrelsesforhold. Årsagen til at M4,5,6 ikke har noget af det større materiale er, at disse surge muligvis ikke har været store nok til at komme helt op på Håfjellets bjergside, hvor det større materiale stammer fra. Den buede form er igen blevet skabt ved at, hastigheden er størst i midten af gletsjeren, hvor der er mindst modstand. Gletsjeren har stoppet dens fremstød igen, da den er stødt på en topografisk barriere (Hambrey and Lawson 2000; Bennett and Glasser 2009; Benn and Evans 2010) i form af Nordsysselbreen. Dette scenarie kan være sket op til 7 gange i alt (antallet af moræner), hvor den aftagende størrelse af morænerne ind mod selve Edvardbreen, kan være et udtryk for alderen, i og med at sedimentbåndene, som midtmorænerne opstår af, har haft kortere og kortere tid til at transportere till op til overfladen, og morænerne er blevet skubbet længere og længere ud mod Nordsysselbreen for hvert surge. Jo længere øst mod Nordsysselbreen morænerne er placeret, jo mere bliver till'en spredt udover et større område. Dette giver også et indtryk af, at der er tale om

midtmoræner fra forskellige tidsperioder, i og med at den nuværende midtmoræne ser yngst og mest aktiv ud og jo længere mod øst man bevæger sig, jo mere etablerede og stabile ser de ud. Dog giver den lille kam, der er på toppen af alle morænerne (fig. 6.18,19) en indikation om, at de alle stadig er aktive til en hvis grad, og at der stadig bliver ført materiale op enten subglacialt eller englacialt, alt afhængigt af hvilken moræne der er tale om (Hambrey et al. 1999). Størrelsen på morænerne kan også være et udtryk for mindre og mindre surge, i takt med det forbedrede klima, hvor det største surge, er blevet efterfulgt af stadig mindre og mindre surge.

Et fænomen der ofte ses i forbindelse med en fremadrykkende surgefront på grund af longitudinal kompression, er thrust faults og deformation af isen (Hambrey and Lawson 2000; Murray et al. 2000). Dette fænomen blev der dog ikke observeret i moræneområdet. Det betyder ikke at de ikke findes på stedet, men er blot et udtryk for at der ikke decideret blev ledt efter dem, og da thrust faults, med mindre de når hele vejen til toppen, ikke kan ses på selve overfladen af gletsjeren, men derimod på siden af den (Lawson et al. 1994; Hambrey et al. 1999), er det meget naturligt at de ikke er blevet observeret under feltarbejdet. Nede ved selve fronten af gletsjeren, er der dog en stribe med sedimenter, der går på tværs af flow retningen (7.2b). Dette kunne være en thrust moræne (5.3.1), da disse ofte har den observerede form. Men eftersom morænen ikke er blevet nærmere undersøgt, er dette udelukkende et kvalificeret gæt, og dermed kun et muligt tegn på surge. Thrusting er også en proces, når der skal føres subglacialt materiale op til overfladen (Hambrey and Lawson 2000; Hambrey and Glasser 2003). Eftersom det er blevet bevist, at noget af materialet på midtmorænerne stammer fra subglaciale kilder (7.2.1), er det også en mulighed, at de er transporteret op af thrust faults, hvilket igen kunne være en indikation på surge-opførsel. Dette er dog igen kun et kvalificeret gæt, da der ikke blev observeret nogen thrusts.

Et mere usandsynligt, men alligevel nævneværdigt tegn på mulig surge-aktivitet i forbindelse med morænesystemet, er synligt på en moræne der er nede ved fronten af Nordsysselbreen indikeret med pile (fig. 6.5). Denne moræne bærer præg af at være påvirket af en kræft i nøjagtig samme retning som morænesystemet peger. Forskellen i vinkel på Edvardbreen's morænesystem og morænen på Nordsysselbreen er kun 2°. Dette er en tilfældighed af de mere besynderlige, og det er muligt at Edvardbreen ved sin maksimale udbredelse har skubbet til Nordsysselbreen, således at dennes midtmoræne er blevet deformeret som en lidt kantet looped moræne. De looped moræner er dog højst sandsynligt skabt af Nordsysselbreen's egne bassiner, men sandsynligheden

for, at den skulle kunne forme moræneformer, der er så lig med Edvardbreens, er lille. Dette er ikke ensbetydende med at formerne er skabt af Edvardbreen, men den store korrelation mellem morænerne på Nordsysselbreen og Edvardbreens morænesystem er værd at bemærke.

Det antages desuden at Breskil morænen er blevet endeligt formet ved gletsjerens maksimale udbredelse under LIA, da det er her gletsjerne på Svalbard generelt har været størst siden deglaciationen (Svendsen and Mangerud 1997). Dette afspejles i dens udformning, med et veludviklet vegetationstæppe over det meste af morænen og adskillige veletablerede små søer (fig. 6.24, 6.25).

8 Konklusion og fremtidige studier

Surge-gletsjere er efterhånden blevet studeret i mange år, men på trods af dette, er der stadig mange ubesvarede spørgsmål omkring, hvorfor de sættes i gang, klimaets betydning og deres fordeling rundt omkring i verden (Raymond 1987; Harrison and Post 2003). Surge-gletsjere er heller ikke altid let genkendelige, og kan derfor godt tages for at være almindelige gletsjere, der udviser store svingninger forårsaget af klimaændringer.

I dette projekt har der været sat fokus på Edvardbreen, dens udvikling siden den Lille Istid og kategoriseringen af gletsjeren som mulig surge-type, netop for at undgå denne forveksling.

For at determinere Edvardbreens udvikling, er der for det første blevet indsamlet empiriske data fra tidligere ekspeditioner til området. Dernæst er der blevet anvendt højdedata af Edvardbreen fra Norsk Polarinstitut, fra 1936, 1990 og 2008 for at udarbejde geometriske ændringer af gletsjerens overflade og til sidst er der blevet anvendt flybilleder fra Norsk Polarinstitut fra 1961, 1970 og 1990 og et SPOT 5 billede fra 2008 for at give et klarere blik på, hvordan de geometriske ændringer har udfoldet sig på gletsjerens overflade. Disse data har gjort det muligt at følge Edvardbreen over en periode på over 90 år, helt tilbage til 1918. Edvardbreen har som så mange andre gletsjere på Svalbard haft sin maksimale udbredelse under den Lille Istid, og var i 1918 stadig tæt på denne. Herefter har gletsjeren trukket sig tilbage og dannet søen Ratjørna mellem fronten og den Lille Istids moræne, og har derved gjort Edvardbreen til en lakustrin gletsjer. Fra 1936 og frem til nu er denne tilbagetrækning og yderligere ablation af fronten fortsat. Der er dog i samme periode, på trods af varmere temperaturer, blevet akkumuleret mere masse over ligevægtslinjen. Dette konkluderes at skyldes en lav is flux, hvilket er et tegn på at Edvardbreen er en surge-gletsjer. Desuden er Hagermanbreen og Gletsjer 2, på baggrund af masseforskydninger nedover deres respektive forløb i samme periode, også blevet identificeret som surge-gletsjere, dog er det muligt at dette kun har været delvis surge, da der ikke har været nogen tegn på overfladen, eller synlig fremrykning af deres fronter.

Der er også blevet udført feltarbejde i moræneområdet mod øst, hvor formålet har været, at determinere om området med den specielle udformning, er et tegn på, at Edvardbreen er en surge-gletsjer. Her har dataindsamlingen bestået af billeder af alt fra moræneformer til foliation i gletsjeren, og desuden er flybillederne fra 1961, 1970 og 1990 også anvendt i diskussionen af

de nævnte former. Det blev allerede under feltarbejdet fastslået at morænerne ikke var randmoræner, som først antaget ud fra flybilleder, men derimod midtmoræner skabt af ablation. Disse bestod hovedsageligt af diamicton, som der flere steder var beviser på, stammede fra en subglacial kilde. Det blev konkluderet at den buede foliation i isen og midtmorænerne havde været udsat for den samme type af påvirkning, da de havde identisk bøjede linjer. Denne påvirkning er formentlig forårsaget af gentagen surge aktivitet fra Edvardbreen, hvor midtmorænen mellem Edvardbreen og Gletsjer 2, er blevet presset ud i området mod øst, hvilket også har skabt longitudinal kompression og derved foliation, da Nordsysselbreen har fungeret som topografisk barriere. Dette kan være sket op til 7 gange, hvor den store endemoræne mod øst er inkluderet. Den buede form, tildeles udelukkende det faktum, at hastigheden i midten af gletsjeren er større end ude i marginerne, hvor der er størst modstand.

Der er ligeledes fundet små tegn på at Edvardbreen er en surge-gletsjer nede ved fronten af gletsjeren, hvor der blandt andet er en lille looped moræne, fra Gletsjer 2 og semi looped moræner skabt af Hagermanbreen.

Med hensyn til Edvardbreens bekræftede status, som værende surge-gletsjer, er der herom ingen tvivl, på trods af, at dataene fra 1936 er baseret på et forholdsvis tyndt grundlag. Dataene fra 1990 – 2008 viser nemlig samme trend, bare knap så kraftigt. Derimod kan der sættes større spørgsmålstegn ved konklusionen om, at morænesystemet er skabt af flere surge-fremstød, i og med at denne type morænesystem ikke før nu, er blevet diskuteret. Derudover har feltarbejdet i området kun bestået af at tage billeder og dokumentere interessante fænomener, hvilket ikke kan siges, at kunne danne en tilfredsstillende ramme for en endegyldig diskussion af morænesystemets mulige ophav. Derfor er diskussionen af moræneområdet på østsiden af Edvardbreen i dette projekt, muligvis bedre egnet som baggrund, for et mere dybdegående feltarbejde og en deraf bedre diskussion af dette specielle morænesystem.

9 Litteraturliste

(Norsk Polarinstitutt 2010). Retrieved 27. december, 2010, from http://eivind.npolar.no/Geocortex/Essentials/Web/viewer.aspx?Site=svbk_v01_no.

(Spot 5 2008). *Système Probatoire pour l'Observation de la Terre (SPOT) Spirit Program* © Centre National d'Etudes, France (CNES) 2008

(SwissEduc 2010a). Retrieved 13 oktober, 2010, from <http://www.swisseduc.ch/glaciers/svalbard/comfortlessbreen/index-en.html?id=1>.

(SwissEduc 2010b). Retrieved 21 september, 2010, from <http://www.swisseduc.ch/glaciers/glossary/looped-moraine-en.html>.

(SwissEduc 2010c). Retrieved 13 Oktober, 2010, from <http://www.swisseduc.ch/glaciers/glossary/surge-front-en.html>.

Anderson, R. S. (2000). "A model of ablation-dominated medial moraines and the generation of debris-mantled glacier snouts." *Journal of Glaciology* **46**(154): 459-469.

Andersson, T. (2000). "Raised beach deposits and new C-14 ages from Pricepynten, Prins Karls Forland, western Svalbard." *Polar Research* **19**(2): 271-273.

Benn, D. I. and D. J. A. Evans (2010). *Glaciers & Glaciation*, Hodder Education.

Benn, D. I., C. R. Warren and R. H. Mottram (2007). "Calving processes and the dynamics of calving glaciers." *Earth-Science Reviews* **82**(3-4): 143-179.

Bennett, M. R. and N. F. Glasser (2009). *Glacial geology: ice sheets and landforms*. Chichester, Wiley-Blackwell.

Bevan, S., A. Luckman, T. Murray, H. Sykes and J. Kohler (2007). Positive mass balance during the late 20th century on Austfonna, Svalbard, revealed using satellite radar interferometry. *Annals of Glaciology*, Vol 46, 2007. M. Sharp. **46**: 117-122.

Boulton, G. S. (1978). "BOULDER SHAPES AND GRAIN-SIZE DISTRIBUTIONS OF DEBRIS AS INDICATORS OF TRANSPORT PATHS THROUGH A GLACIER AND TILL GENESIS." *Sedimentology* **25**(6): 773-799.

Boyce, E. S., R. J. Motyka and M. Truffer (2007). "Flotation and retreat of a lake-calving terminus, Mendenhall Glacier, Southeast Alaska, USA." *Journal of Glaciology* **53**(181): 211-224.

Christoffersen, P., J. A. Piotrowski and N. K. Larsen (2005). "Basal processes beneath an Arctic glacier and their geomorphic imprint after a surge, Elisebreen, Svalbard." Quaternary Research **64**(2): 125-137.

Croot, D. G. (1988). Glaciotectonics and surging glaciers; a correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway. Various meetings of the Glaciotectonics Work Group. Mon DNK Denmark, A.A. Balkema Rotterdam Netherlands.

Cöster, F. (1925). "Results of the Swedish expedition to Spitzbergen in 1924 - Quaternary geology of the region around Kjellstrøm Valley." Geografiska Annaler **7**.

Dowdeswell, J. A., G. S. Hamilton and J. O. Hagen (1991). "THE DURATION OF THE ACTIVE PHASE ON SURGE-TYPE GLACIERS - CONTRASTS BETWEEN SVALBARD AND OTHER REGIONS." Journal of Glaciology **37**(127): 388-400.

Dowdeswell, J. A., R. Hodgkins, A. M. Nuttall, J. O. Hagen and G. S. Hamilton (1995). "MASS-BALANCE CHANGE AS A CONTROL ON THE FREQUENCY AND OCCURRENCE OF GLACIER SURGES IN SVALBARD, NORWEGIAN HIGH ARCTIC." Geophysical Research Letters **22**(21): 2909-2912.

Drewry, D. J. (1972). "A quantitative assessment of dirt-cone dynamics." Journal of Glaciology **11**(63): 431-446.

Sediment mounds, growth, measurement, glaciers, northeast Greenland.

Elvevold, S., W. Dallmann and D. Blomeier (2007). Svalbards geologi. Tromsø, Norsk Polarinstitutt: 38.

Evans, D. J. A. and B. R. Rea (1999). Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. Annals of Glaciology. J. Kleman. Cambridge, Int Glaciological Soc. **28**: 75-82.

Fagan, B. M. (2001). The Little Ice Age: How climate made history 1300 - 1850, Basic Books.

Forman, S. L. (1990). "POSTGLACIAL RELATIVE SEA-LEVEL HISTORY OF NORTHWESTERN SPITSBERGEN, SVALBARD." Geological Society of America Bulletin **102**(11): 1580-1590.

Fowler, A. C., T. Murray and F. S. L. Ng (2001). "Thermally controlled glacier surging." Journal of Glaciology **47**(159): 527-538.

Førland, E. J., R. E. Benestad, F. Flatøy, I. Hanssen-Bauer, J. E. Haugen, K. Isaksen, A. Sorteberg and B. Ådlandsvik (2009). Climate development in north Norway and the Svalbard region during 1900-2100. Rapportserie Norsk Polarinstitutt. **128**: 42.

Garwood, E. J. and J. W. Gregory (1898). "Contributions to the Glacial Geology of Spitsbergen." Quarterly Journal of the Geological Society **54**(1-4): 197-227.

Geer, G. D. (1919). "Om Spetsbergens natur i Sveagruvans omnejd." Ymer **4**.

Grove, J. (1988). The Little Ice Age, Methuen.

Haeberli, W. and M. Beniston (1998). "Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps." Ambio **27**(4): 258-265.

Hagen, J. O., J. Kohler, K. Melvold and J. G. Winther (2003). "Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux." Polar Research **22**(2): 145-159.

Hagen, J. O., O. Liestøl, E. Roland and T. Jørgensen (1993). Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. Oslo, Instituttet.

Hambrey, M. J., M. R. Bennett, J. A. Dowdeswell, N. F. Glasser and D. Huddart (1999). "Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers." Journal of Glaciology **45**(149): 69-86.

Hambrey, M. J. and J. A. Dowdeswell (1997). Structural evolution of a surge-type polythermal glacier: Hessbreen, Svalbard. Annals of Glaciology, Vol 24, 1997. I. M. Whillans. **24**: 375-381.

Hambrey, M. J. and N. F. Glasser (2003). "The role of folding and foliation development in the genesis of medial moraines: Examples from Svalbard glaciers." Journal of Geology **111**(4): 471-485.

Hambrey, M. J. and W. Lawson (2000). "Structural styles and deformation fields in glaciers: a review." Geological Society, London, Special Publications **176**(1): 59-83.

Hamilton, G. S. and J. A. Dowdeswell (1996). "Controls on glacier surging in Svalbard." Journal of Glaciology **42**(140): 157-168.

Hansen, S. (2003). From surge-type to non-surge-type glacier behaviour: midre Lovenbreen, Svalbard. Annals of Glaciology, Vol 36. C. F. Raymond. **36**: 97-102.

Harrison, W. D. and A. S. Post (2003). How much do we really know about glacier surging? Annals of Glaciology, Vol 36. C. F. Raymond. Cambridge, Int Glaciological Soc. **36**: 1-6.

Hisdal, V. (1998). Svalbard - Natur og historie. Oslo, Norsk Polarinstitut.

Hubbard, B., N. Glasser, M. Hambrey and J. Etienne (2004). "A sedimentological and isotopic study of the origin of supraglacial debris bands: Kongsfjorden, Svalbard." Journal of Glaciology **50**(169): 157-170.

Isaksson, E., D. Divine, J. Kohler, T. Martma, V. Pohjola, H. Motoyama and O. Watanabe (2005a). "Climate oscillations as recorded in Svalbard ice core delta O-18 records between AD 1200 and 1997." Geografiska Annaler Series a-Physical Geography **87A**(1): 203-214.

- Isaksson, E., J. Kohler, V. Pohjola, J. Moore, M. Igarashi, L. Karlof, T. Martma, H. Meijer, H. Motoyama, R. Vaikmae and R. S. W. van de Wal (2005b). "Two ice-core delta O-18 records from Svalbard illustrating climate and sea-ice variability over the last 400 years." Holocene **15**(4): 501-509.
- Jiskoot, H., T. Murray and P. Boyle (2000). "Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard." Journal of Glaciology **46**(154): 412-422.
- Kamb, B., C. F. Raymond, W. D. Harrison, H. Engelhardt, K. A. Echelmeyer, N. Humphrey, M. M. Brugman and T. Pfeffer (1985). "GLACIER SURGE MECHANISM - 1982-1983 SURGE OF VARIEGATED GLACIER, ALASKA." Science **227**(4686): 469-479.
- Knight, P. G. (1999). Glaciers. Cheltenham, Stanley Thornes Ltd.
- Lawson, W. J., M. J. Sharp and M. J. Hambrey (1994). "THE STRUCTURAL GEOLOGY OF A SURGE-TYPE GLACIER." Journal of Structural Geology **16**(10): 1447-1462.
- Lefauconnier, B. and J. O. Hagen (1991). Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard. Oslo, Instituttet.
- Lemke, P., J. Ren, R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas and T. Zhang (2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al.
- Liestøl, O. (1969). "GLACIER SURGES IN WEST SPITSBERGEN." Canadian Journal of Earth Sciences **6**(4P2): 895-&.
- Liestøl, O. (1988). "The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen." Norsk Geografisk Tidsskrift **42**: 8.
- Liestøl, O. (1993). "Glaciers of Europe - Glaciers of Svalbard, Norway." U.S. Geological Survey Professional Paper (1386 - E - 5): 28.
- Mattson, L. E., J. S. Gardner and G. J. Young (1993). ABLATION ON DEBRIS COVERED GLACIERS - AN EXAMPLE FROM THE RAKHIOT GLACIER, PUNJAB, HIMALAYA. Snow and Glacier Hydrology. G. J. Young: 289-296.
- Meier, M. F. and A. Post (1969). "WHAT ARE GLACIER SURGES." Canadian Journal of Earth Sciences **6**(4P2): 807-&.
- Meier, M. F. and A. Post (1987). "FAST TIDEWATER GLACIERS." Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets **92**(B9): 9051-9058.
- Menzies, J. (1995). Modern Glacial Environments - Processes, dynamics and sediments, Butterworth-Heinemann.

- Moholdt, G., C. Nuth, J. O. Hagen and J. Kohler (2010). "Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry." Remote Sensing of Environment **114**(11): 2756-2767.
- Murray, T., T. Strozzi, A. Luckman, H. Jiskoot and P. Christakos (2003). "Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions." Journal of Geophysical Research-Solid Earth **108**(B5): 15.
- Murray, T., G. W. Stuart, P. J. Miller, J. Woodward, A. M. Smith, P. R. Porter and H. Jiskoot (2000). "Glacier surge propagation by thermal evolution at the bed." Journal of Geophysical Research-Solid Earth **105**(B6): 13491-13507.
- Nuth, C., J. Kohler, H. F. Aas, O. Brandt and J. O. Hagen (2007). Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936-90): a baseline dataset. Annals of Glaciology, Vol 46, 2007. M. Sharp. **46**: 106-116.
- Nuth, C., G. Moholdt, J. Kohler, J. O. Hagen and A. Kaab (2010). "Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise." Journal of Geophysical Research-Earth Surface **115**.
- Nuttall, A. M. and R. Hodgkins (2005). Temporal variations in flow velocity at Finsterwalderbreen, a Svalbard surge-type glacier. Annals of Glaciology, Vol 42, 2005. J. Dowdeswell and I. C. Willis. **42**: 71-76.
- Oerlemans, J. (1994). "Quantifying global warming from the retreat of glaciers." Science.
- Paterson, W. S. B. (1994). The Physics of Glaciers, Pergamon.
- Raymond, C. F. (1987). "How do glaciers surge - A review." Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets **92**(B9): 9121-9134.
- Rowan, D. E., T. L. Péwé, R. H. Péwé and R. Stuckenrath (1982). "Holocene glacial geology of the Svea lowland, Spitsbergen, Svalbard." Geographic Annals **64**(1/2): 18.
- Salvigsen, O. and K. Hogvard (2006). "Glacial history, Holocene shoreline displacement and palaeoclimate based on radiocarbon ages in the area of Bockfjorden, north-western Spitsbergen, Svalbard." Polar Research **25**(1): 15-24.
- Scott Polar, R. I. (1987). Svalbard Glacier Study - radio echo sounding programme. S. P. R. Institute, University of Cambridge. **2**.
- Shangguan, D. H., S. Y. Liu, Y. J. Ding, L. F. Ding, L. B. Xiong, D. Cai, G. Li, A. Q. Lu, S. Zhang and Y. Zhang (2006). Monitoring the glacier changes in the Muztag Ata and Konggur mountains, east Pamirs, based on Chinese Glacier Inventory and recent satellite imagery. Annals of Glaciology, Vol 43, 2006. E. MosleyThompson and L. G. Thompson. **43**: 79-85.

Sharp, M. (1988). "Surging glaciers: behaviour and mechanisms." Progress in Physical Geography **12**: 22.

Shugar, D. H., B. T. Rabus and J. J. Clague (2010). "Elevation changes (1949-1995) of Black Rapids Glacier, Alaska, derived from a multi-baseline InSAR DEM and historical maps." Journal of Glaciology **56**(198): 625-634.

Skinner, B. J., S. C. Porter and J. Park (2004). Dynamic Earth - An Introduction to Physical Geology, John Wiley & Sons, Inc.

Solheim, A. (1997). A surge affected, tidewater glacier environment. Glaciated continental margins: an atlas of acoustic images. T. A. Davies, Chapman & Hall: 205 - 206.

Sugden, D. and B. John (1976). Glaciers and landscape: a geomorphological approach, Edward Arnold.

Sund, M., T. Eiken, J. O. Hagen and A. Kaab (2009). "Svalbard surge dynamics derived from geometric changes." Annals of Glaciology **50**(52): 50-60.

Svendsen, J.-I. and J. Mangerud (1997). "Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard." The Holocene **7**: 14.

Walder, J. S. and B. Hallet (1986). "THE PHYSICAL BASIS OF FROST WEATHERING - TOWARD A MORE FUNDAMENTAL AND UNIFIED PERSPECTIVE." Arctic and Alpine Research **18**(1): 27-32.

Warren, C. and M. Aniya (1999). "The calving glaciers of southern South America." Global and Planetary Change **22**(1-4): 59-77.